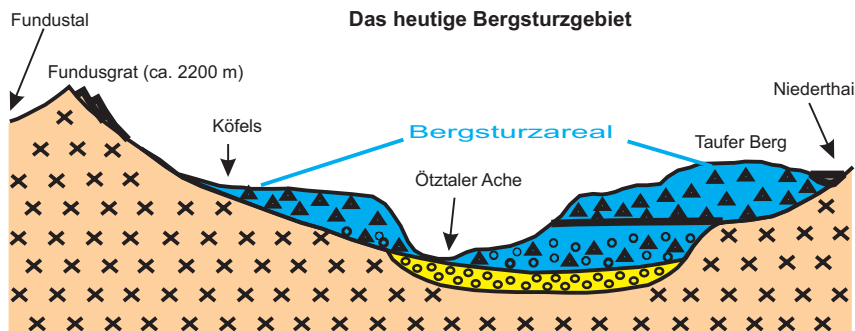
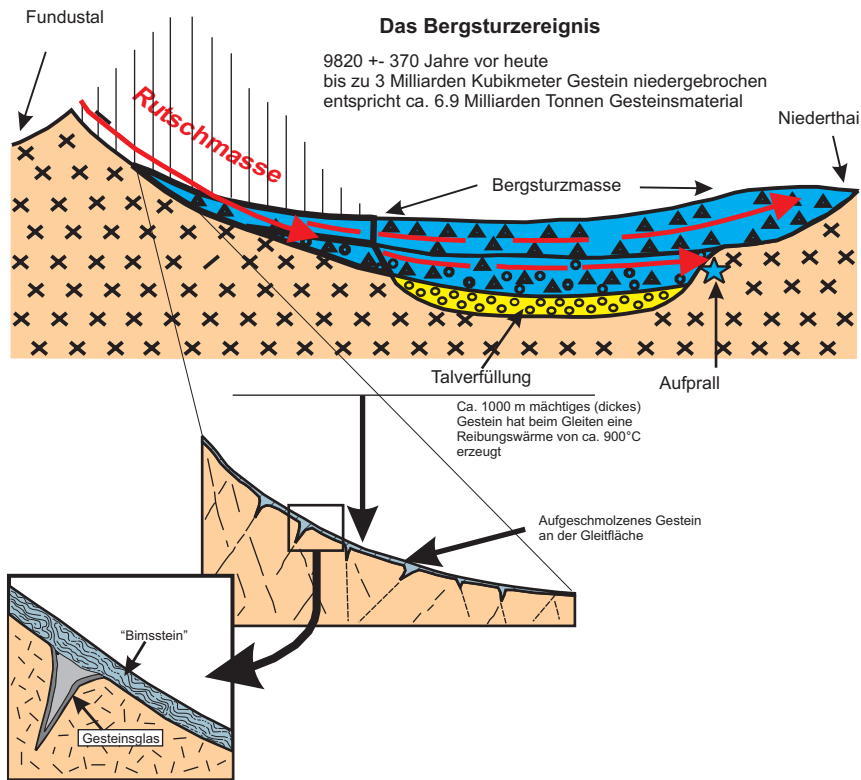
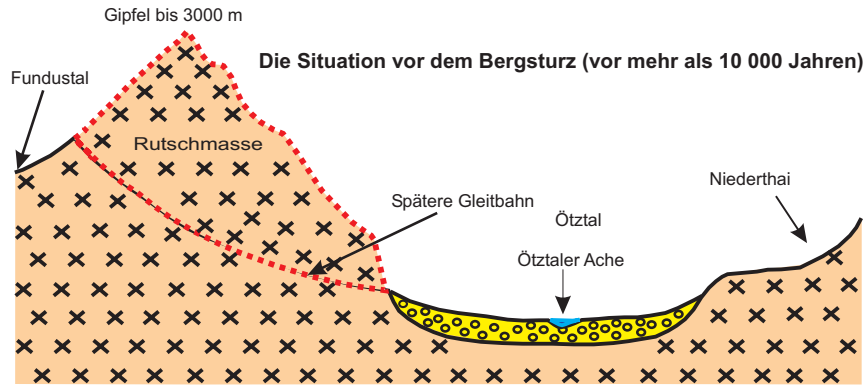


Der Bergsturz von Köfels



Geoforum Umhausen Band 1

Redaktion :
Dr. Gunther Heißel
O. Univ. Prof. Dr. Helfried Mostler

Herausgeber, Eigentümer und Verleger
Geoforum Tirol

Copyright 2000 by Geoforum Tirol, Umhausen

Umschlagbild: Der Bergsturz von Köfels (Bergsturzablauf)

INHALT

| | |
|--|------|
| Präambel zum Themenkreis Radon <i>Heinz Surbeck</i> | S.1 |
| Messung von Radonkonzentration und Gaspermeabilität im Boden für ein besseres Verständnis der Transportvorgänge <i>Heinz Surbeck und Hans-Ueli Johner</i> | S.2 |
| Radon im äußeren Ötztal – erdwissenschaftliche Aspekte <i>Peter Hacker und Wolfram Mostler</i> | S.3 |
| Qualitätskontrolle von bautechnischen Maßnahmen zur Reduktion von Radon in Häusern der Gemeinde Umhausen <i>O. Ennemoser, J. Huber und P. Schneider</i> | S.8 |
| Radon-222 im Grundwasser: Versuch einer umweltgeologischen Interpretation <i>Martin Kralik</i> | S.9 |
| Präambel zum Themenkreis Massenbewegungen <i>Günther Bunza</i> | S.11 |
| Massenbewegungen und ihre Bedeutung für den menschlichen Lebensraum im Gebirge <i>Günther Bunza</i> | S.12 |
| Tiefreichende Großhangbewegungen im Kristallin der Niederen Tauern, Ostalpen. - Verbreitung, Typen und ihr Einfluß auf die Morphogenese alpiner Täler. <i>Siegfried Willibald HERMANN und Leander Peter BECKER</i> | S.26 |
| Die Erfassung von Massenbewegungen im Gebirge mittels satellitengetragener Radar Interferometrie <i>Helmut Rott, Andreas Siegel und Andrea Fischer</i> | S.27 |
| Aktive Blockgletscher als Transportsysteme für Schuttmassen im Hochgebirge: Der Reichenkar Blockgletscher in den westlichen Stubaier Alpen <i>Karl Krainer und Wolfram Mostler</i> | S.28 |
| Natürliche Radioaktivität - ein Strahlenschutzproblem ? (Öffentlicher Vortrag) <i>Heinz Surbeck</i> | S.44 |
| Die Rutschung Fürwag am Haunsberg – eine „hydraulische“ Massenbewegung im Flysch <i>Rainer Braunstingl</i> | S.60 |
| Zeiten aktiver Massenbewegung bedeuten hohen Informationsgehalt durch die Untersuchung <i>Marcus Wilhelmy</i> | S.72 |

| | |
|--|------|
| Massenbewegungen im Tiroler Oberland – Beurteilung und Konsequenzen <i>Gunther HEISSEL, Thomas HUBER und Christian WEBER</i> | S.74 |
| Present structure and prefailure topography of the giant landslide of Köfels <i>E. Brückl, J. Brückl, E. Castillo, and H. Heuberger</i> | S.75 |
| Vom "postglazialen Vulkan" zum Bergsturz von Köfels <i>Helmut Heuberger</i> | S.77 |
| Gneis und andere Schmiermittel bei Bergstürzen <i>T. H. Erismann</i> | S.78 |
| Tirol, das Land der bewegten Berge - Massenbewegungen in Tirol Öffentlicher Abendvortrag <i>Gunther Heissel</i> | S.80 |

VORWORT

Die Idee, ein Geoforum im Ötztal einzurichten, wurde im Zuge der intensiven erdwissenschaftlichen Erforschung der Ötztaler Alpen geboren. Mit ausschlaggebend hierfür war die Aufarbeitung geologischer Themen für Einheimische und Touristen, wie z.B. die Erstellung eines Geolehrpfades in Winklehn, Längenfeld.

Die Umsetzung der Idee folgte spontan nach einem Gespräch mit Bürgermeister Mag. Jacob Wolf, das Geoforum in Umhausen einzurichten. Somit wurde schon im Herbst 1998 geplant, im Oktober 1999 eine Tagung mit dem Themenkreis „Massenbewegungen“ und einem weiteren Themenkreis „Radon“ zu organisieren.

Das Geoforum Umhausen wurde mit folgender Zielsetzung eingerichtet; jährlich eine 3-tägige Fachveranstaltung auf dem Sektor der Geowissenschaften durchzuführen. Der Schwerpunkt liegt im Fachbereich der Geologie, die einen engen Konnex zu den benachbarten Disziplinen herstellen sollte. Vor allem sollen praxisbezogene und wissenschaftliche Themen miteinander verknüpft werden. Der Standort des Geoforums im Ötztal ist auf Grund der komplexen geologischen Verhältnisse dieser Talschaft wissenschaftlich sehr interessant, andererseits sind gerade durch die Herauentwicklung der jungen Talgeschichte die Menschen im Ötztal besonders mit den Auswirkungen der geologischen Prozesse konfrontiert. Das war auch ein Grund, die Bevölkerung vor allem im Rahmen der Abendvorträge, die in allgemein verständlicher Form präsentiert werden, einzubinden. Am dritten Tag dieser Fachveranstaltung werden neben den Fachexkursionen auch Exkursionen für Einheimische und Touristen angeboten.

Die Tagung, die von 14. Bis 16. Oktober 1999 in Umhausen abgehalten wurde, wurde von über 80 Fachleuten besucht; in den zwei Tagen wurden 18 Vorträge angeboten und in Fachthemen aufgeteilt intensiv diskutiert. Die auf Antrieb gut gelungene Veranstaltung hat dazu geführt, im Jahr 2000 eine weitere Tagung abzuhalten mit dem Themenbereich „Massenbewegungen in Festgesteinen“. Das große Interesse hat dazu geführt, das Geoforum Umhausen etwas zu erweitern; es wurde ein Verein „Geoforum Tirol“ gegründet. Dem Verein obliegt geologisch wichtige Vorgänge aufzuzeigen, in einer Reihe von einzelnen Abendvorträgen für Nichtfachleute die Erdwissenschaften der Bevölkerung näherzubringen, vor allem im Sommer eine Reihe von Exkursionen im Ötztal und weiteren Umfeld durchzuführen, Wanderausstellungen auf dem Sektor der Geowissenschaften nach Umhausen zu bringen, spezielle Themen aufzuarbeiten, vor allem in den Veranstaltungen bzw. der jährlichen 3-tägigen Veranstaltung und schließlich die Herausgabe von Tagungsbeiträgen. In der weiteren Folge ist auch daran gedacht, kleiner Forschungsprojekte über das Geoforum Tirol zu finanzieren. Der Startschuß für diese Publikationsfolge ist mit dem vorliegenden Band gegeben.

Dr. Gunther Heißel
O.Univ.Prof.Dr.H. Mostler

Präambel zum Themenkreis Radon

*Dr. Heinz Surbeck
Bundesamt für Gesundheit
Sektion Ueberwachung der Radioaktivität
3, ch. du Musée
CH-1700 Fribourg, Schweiz
heinz.surbeck@mbox.bag.admin.ch*

Radon ist in den meisten Gegenden Europas von vorübergehendem Interesse. Man kann sich damit beschäftigen oder es auch sein lassen, ohne dass man viel verpasst. In Umhausen ist das nicht möglich. Man kann ihm hier nicht ausweichen.

Den Geologen lässt es keine Ruhe, dass sie nicht recht begreifen wieso die Radon-Konzentrationen im Boden so hoch sind, auch einige km weg vom wahrscheinlich uranhaltigen Bergsturzmateriel. Und da muss einiges an Geochemie passieren bis aus Uran im Kristallgitter gut emanierendes Radium an der Kornoberfläche wird.

Für die Hydrogeologen ist da ein natürlicher Tracer mit Händen zu greifen; aber wo ist die Quelle des Radons ? Ist sie im Bergsturzmateriel lokalisiert oder eher diffus ? Wo sitzt das Radium, das diese Mengen an Radon produziert ?

Für die Physiker ist das ein phantastisches Experimentierfeld, genauso für die Mediziner, ob sie nun an die schädliche Wirkung des Radons glauben oder nicht.

Und plötzlich realisiert man, dass da Menschen wohnen, die durch diese Forschungsarbeiten verunsichert sind und Fragen stellen. Ist das Radon in unseren Häusern nun ein Problem oder nicht ? Wenn ja, was können wir dagegen tun ? Wer hilft uns dabei ? Für viele Wissenschaftler ist diese Nähe zur Realität, zu den Ängsten der Bevölkerung ungewohnt und sie haben Mühe, sich der Verantwortung zu stellen.

Es ist zu hoffen, dass dieses Geoforum dazu beigetragen hat, dass sich die Wissenschaftler vermehrt ihrer sozialen Verantwortung bewusst werden und dass die Bevölkerung gesehen hat, dass es durchaus auch Wissenschaftler gibt, die ihre Anliegen ernst nehmen.

Vortrag am 14.10.1999 9:30-10:10

**Messung von Radonkonzentration und Gaspermeabilität im Boden für ein besseres
Verständnis der Transportvorgänge**

*Heinz Surbeck und Hans-Ueli Johner
Bundesamt für Gesundheit
Sektion Ueberwachung der Radioaktivität
3, ch. du Musée
CH-1700 Fribourg, Schweiz
heinz.surbeck@mbox.bag.admin.ch
hans-ueli.johner@bag.admin.ch*

Erhöhte Radonkonzentrationen in Wohnräumen sind einerseits die Folge einer hohen Radonkonzentration im Boden und andererseits eines günstigen Transports durch den Boden bis ins Haus. Nach unserer Erfahrung ist es dabei weniger die Radonproduktion die zu einem Problem führt, als vielmehr die Art des Transportes. Erhöhte Produktion verschärft das Problem zwar, aber extrem günstiger Transport kann auch bei "harmlosen" Böden zu hohen Innenluft-Konzentrationen führen.

Sowohl bei der Beurteilung eines Baugrundes bezüglich möglicher Radonprobleme als auch bei der Sanierung bestehender Gebäude ist es daher wesentlich, die Transportvorgänge besser zu verstehen. Dazu messen wir seit gut 15 Jahren nicht nur die Radonkonzentration im Bodengas, sondern auch die Gaspermeabilität des Bodens am gleichen Bohrloch aus dem wir die Gasprobe für die Radonmessung ziehen.

Dank verbesserter Probenahme, grösserer Bohrtiefen und einer Permeabilitätsmessung die grössere Volumina erfasst, sind wir nun in der Lage das Radonrisiko eines Baugrundes recht gut zu beurteilen. Dabei hat sich gezeigt, dass insbesondere eine dünne Deckschicht mit schlechter Durchlässigkeit wesentlich für hohe Innenluft-Konzentrationen verantwortlich ist.

Neben den Probenahme- und Mess-Methoden werden Beurteilungsgrössen, einfache Transportmodelle und ihre Anwendung für Sanierungsmassnahmen und für die Beurteilung eines Baugrundes vorgestellt.

Vortrag am 14.10.1999 10:20 – 11:00

Radon im äußeren Ötztal – erdwissenschaftliche Aspekte

Peter HACKER

Austrian Research and Testing Center Arsenal Ges.m.b.H

Faradaygasse 3, A-1030 Wien; e-mail: hacker.p@arsenal.ac.at

und Wolfram MOSTLER

Universität Innsbruck

Institut für Geologie und Paläontologie; Innrain 52, A-6020 Innsbruck

e-mail: wolfram.mostler@uibk.ac.at

1. Einleitung :

Die so typische stufenartige Morphologie des äußeren Ötztals resultiert aus einem Wechsel von steilen Talbeckenbarrieren, die von Bergsturzmassen eingenommen werden, mit dahinter liegenden flachen Beckenfüllungen. Das Tal wird seitlich von steilen Flanken begrenzt, welche sich aus den polymetamorphen Gesteinsserien der Stubai-Ötztal Masse zusammensetzen. Es sind dies hauptsächlich Glimmerschiefer und Paragneise neben Orthogneisen und Amphibolitgesteinen.

Mit einer Ausdehnung von gut 10 km², bildet die Bergsturzmasse von Köfels den größten Talriegel im Ötztal. Sie ist das Produkt einer gewaltigen Massenbewegung vor etwa 10 000 Jahren, die zur Auffüllung des Längenfelder Beckens mit Stausedimenten geführt hat. Der Bergsturzmasse vorgelagert, ist das Becken von Umhausen, welches sich durch wesentlich gröbere Sedimente der Talfüllung auszeichnet als alle anderen Talbecken des Ötztals.

Dem Becken von Umhausen und den unmittelbar angrenzenden Gebieten wurde besondere Aufmerksamkeit geschenkt, um der Ursache für eine außergewöhnlich hohe Radonbelastung, welche vor allem in den Kellern von Häusern im Ortsgebiet von Umhausen erkannt worden war, mit geologisch - tektonischen sowie mit hydrogeologischen und radiometrischen Untersuchungen nachzugehen.

2. Untersuchungen :

Geologisch – tektonische Geländeaufnahme :

Die Sedimente im Becken von Umhausen lassen sich grob in einen westlichen und einen östlichen Abschnitt gliedern (vgl. Abbildung 1).

Der westliche Teil wird vom Schwemmfächer der Ötztaler Ache eingenommen, während der östliche Teil vom Schwemmfächer des Harlach Baches und von den Murenkegeln der östlichen Seitenbäche, vor allem aber vom großen Murbachkegel dominiert wird.

Der Achenfächer, der sich durch eine Terrasse morphologisch in 2 Niveaus trennen läßt, besteht hauptsächlich aus dem grobblockigem Ausräumungsschutt der Köfelser Bergsturzmasse. Im Gegensatz dazu, ist die Zusammensetzung der Schwemmfächer des Harlachbaches einmal durch ein deutlich bunteres Geröllspektrum sowie durch eine

unterschiedlichere Korngrößenverteilung geprägt, was sich nicht zuletzt in einer geringeren Permeabilität des Untergrundes widerspiegelt. Der Murbach, als ein bis in die jüngste Zeit aktiver Murschuttbringer, liefert zum Aufbau seines Kegels hauptsächlich unsortierte, unreife Sedimente mit hohem Gehalt an Feinteilen .

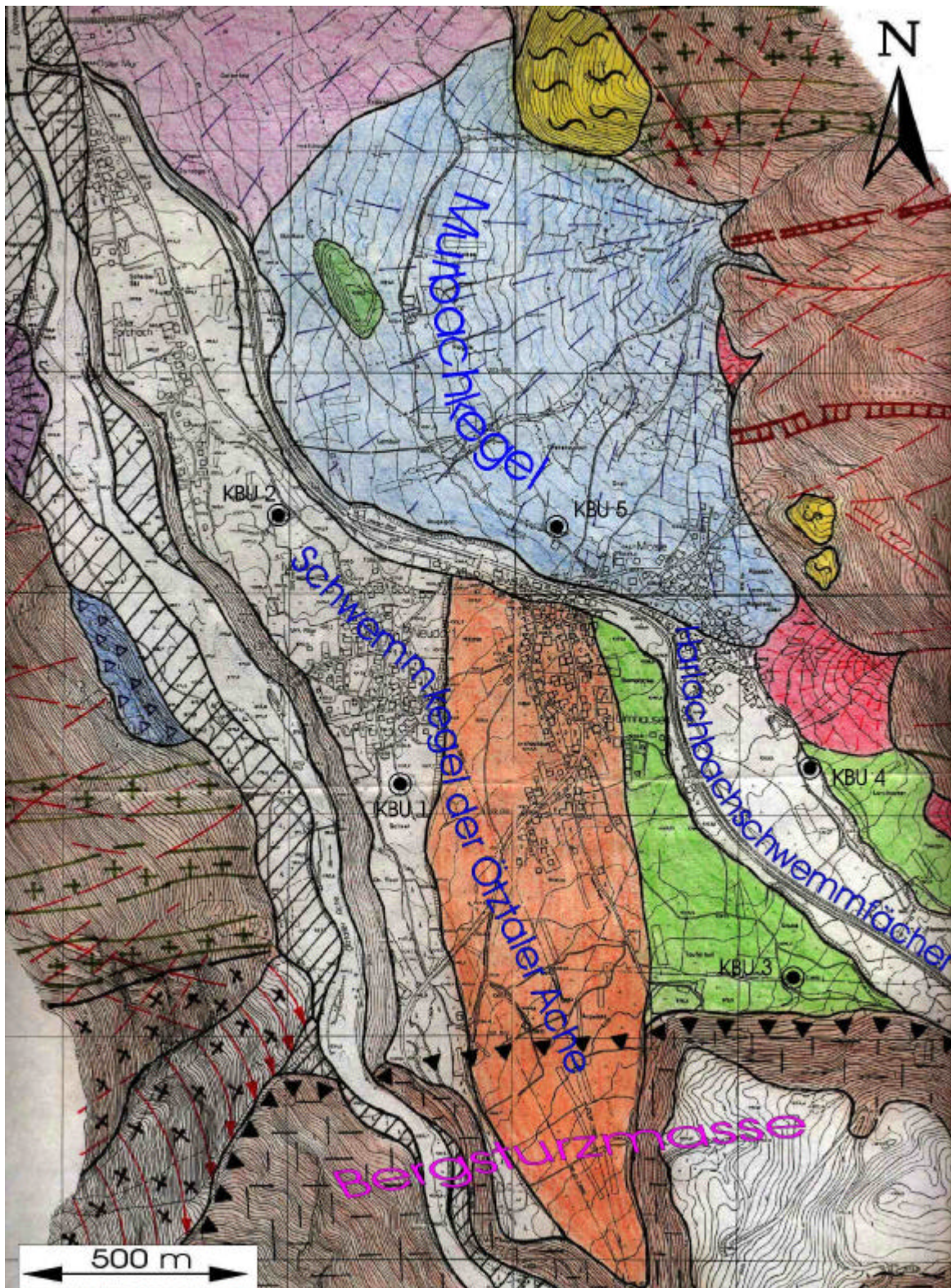


Abbildung 1: Geologische Karte von Umhausen mit Lage der Bohrungen

Bodengasmessungen :

An 3 Talquerprofilen sind im Becken von Umhausen systematische Bodengasmessungen durchgeführt worden. Neben dem Radon-222 wurden auch andere Bodengase vor allem aber Helium, Kohlendioxid und Argon, welche Indikationen über einen möglichen Aufstieg von Radon aus größerer Tiefe anzeigen können, gemessen. Zu den flächenhaft stark erhöhten Radonemanationen die mit der Entfernung vom Bergsturzareal abnehmen, treten auch vereinzelte Spitzenwerte auf, welche in Kombination mit den Tiefengasen einen Radonausstoß aus größerer Tiefe über Störungen vermuten ließen. Zudem deutete die Anordnung der Spitzenwerte auf eine parallele Richtung zur Haupttalstörung.

Bohrungen :

Die Ergebnisse der Bodengasmessungen zusammen mit der detaillierten quartärgeologischen Kartierung des Beckens von Umhausen waren Grundlage für die Festlegung von 5 Standorten zur Abteufung von Bohrungen.

Durch die tiefe Lage des Grundwasserspiegels, bedingt durch die Tiefe des Talbeckens einerseits und die grobe durchlässige Talfüllung andererseits, konnte im Zuge der Abteufung von sechs Bohrungen bis auf 100 Meter erstmalig der Grundwasserkörper im Becken von Umhausen erschlossen werden. Das Volumen dieses Grundwasserkörpers ist mit einer Mächtigkeit von mehr als 50 m beachtlich und von einer nicht unerheblichen wasserwirtschaftlicher Bedeutung.

Konzentrationsmessungen von Rn-222 in der Bodenluft wurden in den bis 100 Meter tiefen Bohrungen in unregelmäßigen Abständen über einen Zeitraum eines Jahres ebenso durchgeführt, wie solche im Grundwasser, wobei Proben aus unterschiedlichen Teufen innerhalb der gesättigten Zone entnommen wurden.

3. Ergebnisse :

Es zeigte sich, daß im gesamten Becken von Umhausen die Bodenluft mit Radon belastet ist. Dort wo die grobe Beckenfüllung von niedrig durchlässigen Sedimenten überdeckt wird, kann ein Aufstieg der mit Radon angereicherten Luft in die obersten Bodenschichten behindert werden. Im Bereich der Bohrung am Murbachschwemmkegel war dies offensichtlich. In diesem Gebiet waren bislang die geringsten Radonbelastungen in der Bodenluft nachgewiesen worden, was mit der niedrigen Permeabilität der Ablagerungen des Murbaches zu erklären ist. Nach Durchstoßen der feinkörnigen dichten Murbachsedimente und der groben Talfüllung im Liegenden (von der Ache umgelagerten Bergsturzsedimente; Sedimente des Achenschwemmfächers) mit der Bohrung KBU 5, konnten wiederum sehr hohe Radonkonzentrationen (bis 176 kBq/m³) in der Bohrlochluft gemessen werden.

Radonmessungen der Bodenluft in den Bohrungen zeigen stark unterschiedliche Radonkonzentrationen und sind auf die wechselnden meteorologischen Verhältnisse, vor allem auf Luftdruckschwankungen zurückzuführen. Sie steuern letztlich die Radonkonzentrationen in der Bodenluft der Bohrungen. So schwanken innerhalb eines Tages die Radonkonzentrationen zwischen Werten von wenigen Bq/m³ und mehr als 300 kBq/m³ an ein und derselben Meßstelle. Wesentlich geringeren Schwankungen sind hingegen die Radon-222 Konzentrationen in den Grundwässern (Abbildung 2) unterworfen, da diese nicht unmittelbar auf sich ändernde meteorologischen Bedingungen reagieren.

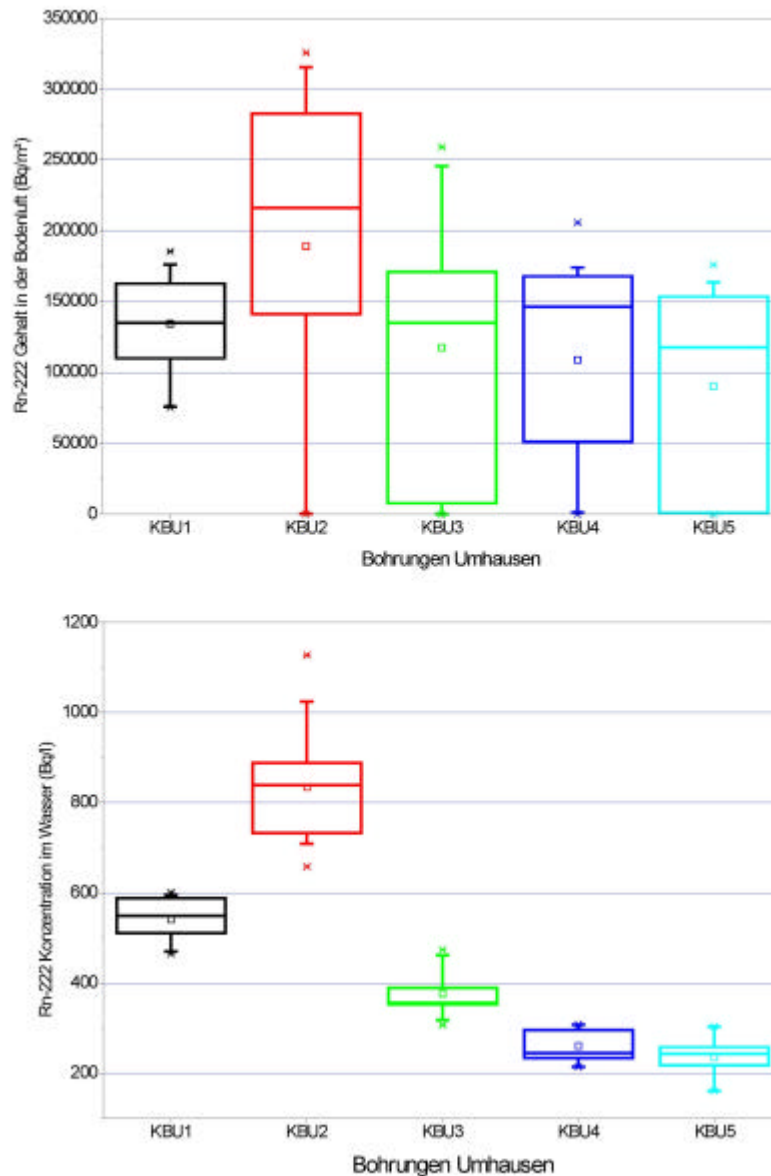


Abbildung 2: Rn-222 Konzentrationen in Bodenluft und Grundwasser der Bohrungen in Umhausen

Die höchsten Radonkonzentrationen in der Bodenluft wie auch im Grundwasser sind stets im Gebiet des Achenschwemmfächer zu finden. Eine enge Korrelation zwischen dem Mittelwert des Radongehaltes der Luft und dem durchschnittlichen Radongehalt im Wasser besteht für alle Meßstellen.

Nach den Ergebnissen der Bodengasmessungen, nach Abteufung der Bohrungen nach den Untersuchungen des Bohrgutes sowie nach Bestimmung der Radonkonzentration im Grundwasser und in den Quellen mußte die ursprüngliche Vermutung, daß die Radonanomalien in Umhausen mit Störungszonen in Zusammenhang steht, aufgegeben werden weil :

1. Die Radonanomalie in Umhausen eine mehr oder weniger flächendeckende ist
2. Radon nicht unbedingt aus großer Tiefe kommen muß, bzw. weil es dafür ein Trägermedium wie z.B. CO₂ braucht um rasch aufzusteigen.
3. Weil die Talfüllung mächtiger ist als zuvor angenommen und von einem Grundwasserkörper beträchtlichen Ausmaßes eingenommen wird.

Mn- und Eisenoxydkrusten die sich im Bohrgut an einigen Stellen in Form von rostbraunen bis schwarzbraunen Verfärbungen zeigen, dürften die bevorzugte Stellen für lokale Radiumanreicherung (Radiumfallen) sein.

Das Grundwasser im Becken von Umhausen welches in ständigem Kontakt mit solchen Radiumfallen steht aus welchen Radon kontinuierlich emittiert, verteilt das Radon flächenhaft, auch wenn die Transportweiten durch die niedrige Halbwertszeit des Radon-222 mit knapp 4 Tagen begrenzt ist. Aufgrund der geringen Halbwertszeit können jedenfalls die Grund- und Quellwässer aus dem zentralen Bereich des Bergsturzes, die meist sehr hohe Radonkonzentrationen aufweisen (Maximalwerte bis 1326 ± 66 Bq/l) nicht unmittelbar für die Radonbelastungen in Umhausen verantwortlich sein. Die meisten Quellen innerhalb des Bergsturzes besitzen hohe, jedoch deutlich niedrigere Radongehalte wie das Grundwasser bei den Bohrungen im Bereich des Achenschwemmfächers (Bohrungen KBU 1 und KBU2).

Nachdem südlich der Bergsturzmasse von Köfels keine nennenswerten Radonkonzentrationen (< 50 Bq/l) im Wasser nachgewiesen werden konnten, zeigen Quell- und Grundwässer in den Tallagen nördlich von Umhausen wieder deutlich höhere Radonkonzentrationen (bis zu 234 Bq/l) auch wenn sie nicht an die enorm hohen Radonbelastungen von Umhausen heranreichen. Zudem besitzen die Talfüllungen dort auch nicht jene hohen Durchlässigkeiten wie es für die Schwemmfächer bei Umhausen so charakteristisch ist. Aus diesen Gründen dürfte es in Hinblick auf ein gesundheitliches Risiko kein „Radonproblem“ geben.

Die hohen Radon Konzentrationen des Grundwassers von Umhausen in Kombination mit dem hochdurchlässigen Taluntergrund führen zu enorm hohen Radonbelastungen (mehrere 100 kBq/m³) in der bodennahen Zone auch wenn der Grundwasserspiegel mit bis zu 80 m unter Geländeoberkante sehr tief liegt.

Vortrag am 14.10.1999 11:20 – 12:00

Qualitätskontrolle von bautechnischen Maßnahmen zur Reduktion von Radon in Häusern der Gemeinde Umhausen

O. Ennemoser, J. Huber* und P. Schneider⁺*

Karl-Franzens-Universität Innsbruck,

**Institut für Medizinische Physik, Müllerstr.44, A- 6020 Innsbruck;*

+ Institut für Mineralogie und Petrographie, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

In Zusammenarbeit mit dem Land Tirol wurden in den Jahren 1993 - 1994 vier repräsentative Häuser der Gemeinde Umhausen ausgewählt und saniert, um die Effektivität baulicher Sanierungsmaßnahmen hinsichtlich der Reduktion der Innenraumradonkonzentration unter in situ Bedingungen zu testen.

Folgende Sanierungsmethoden wurden angewandt:

- 1) ein Radonabsaugsystem im Erdreich unterhalb des Kellerbodens, an den Kellerseitenwänden sowie im Erdreich des nicht unterkellerten Hausbereiches;
- 2) eine Abdichtung der Kellerwände mittels Zementsuspension;
- 3) ein Überdruckbelüftungssystem für die Kellerräume;
- 4) eine Vielschichtbodenkonstruktion mit Hohlräumen zur Absaugung des Radons.

Die Messungen der Innenraumradonkonzentrationen vor der Durchführung der bautechnischen Sanierungsmaßnahmen, unmittelbar nach Beendigung der Häusersanierungen und nach einem Zeitraum von fünf Jahren haben die Langzeitstabilität aller angewandten Sanierungsmaßnahmen bestätigt. Methode 1 hat sowohl unmittelbar nach der Sanierung als auch nach 5 Jahren die größte Wirkung erzielt. Im Vergleich zum unsanierten Zustand wurde die Innenraumradonkonzentration im Winter in den Kellerräumen um den Faktor 200 und im Erdgeschoß um den Faktor 400 reduziert. Nach Auftreten von Rissen in den Kellerwänden wurde ab November 1998 eine Erhöhung der Keller-Radonkonzentration auf das 4-fache (ca. 1000 Bq/m³) festgestellt.

Methode 2 hat von Beginn an bis dato keine Reduktion der Innenraumradonkonzentration ergeben und ist somit unter den gegebenen Bedingungen als wirkungslos einzustufen. Methode 3 hat seit ihrer Installierung bei optimierter Belüftung die Keller-Radonkonzentration um den Faktor 50 reduziert.

Methode 4 hat mit gleichbleibender Qualität die Radonkonzentration im Erdgeschoß um den Faktor 15 vermindert.

Ein in der Zwischenzeit neu gebautes Haus wurde zur Reduktion der Innenraumradonkonzentration über einer wasserdichten Sperrbetonwanne errichtet. Obwohl dieses Haus im höchstbelasteten Ortsteil von Umhausen liegt, erreichen die maximalen Radonkonzentrationen im Keller nur Werte von 600 Bq/m³ und im Erdgeschoß Werte von 200 Bq/m³.

Der Median der Innenraumradonkonzentration liegt im Erdgeschoß unter dem von der österreichischen Strahlenschutzkommission empfohlenen Grenzwert (200 Bq/m³) für Neubauten.

Vortrag am 14.10.1999 12:00 – 12:30

**Radon-222 im Grundwasser:
Versuch einer umweltgeologischen Interpretation**

Martin Kralik

*Abt. Aquatische Ökologie, Umweltbundesamt und Geol. Inst. Univ.,
Spittelauer Lände 5, 1090 WIEN;*

Radon ist ein farbloses Edelgas und entsteht hauptsächlich aus dem radioaktiven Zerfall von Uran über Radium-226 zu Radon-222. Uran und Thorium sind relativ zu anderen Gesteinen in granitischen und gneisartigen Tiefengesteinen (im Mittel 5 bzw. 20 mg/kg), aber auch manchmal in organischem Material, in Eisenoxiden oder in Phosphatmineralien in Sedimenten angereichert.

Rn-222 ist ein Tochternuklid des Radium-226 und zerfällt mit einer Halbwertszeit von 3,8 Tagen zu den radioaktiven Folgeprodukten Po-218, Pb-214 und Bi-214. Das Edelgas Radon löst sich im Grundwasser bei niedrigen Temperaturen zu einem höheren Prozentsatz (z.B. 45% bei 4° C) als bei höheren Temperaturen (z.B. 25% bei 20° C). Uran und Radium wird im sauerstoffreichen Wasser aus intensiv zerbrochenen Gesteinen, wie sie an relativ kühl deformierten Gesteinen in Störungszonen und Bergstürzen vorkommen, leicht mobilisiert und wird am Übergang zu sauerstoffarmen Bereichen des Grundwassers oder an Tonmineralien, Eisen(hydroxiden) mit großen Oberflächen sekundär angereichert. In Zonen mit guter Luft- bzw. Wasserzirkulation, wie sie bei Störungszonen oder Bergstürzen meist vorherrschen, kann eine rasche gasförmige Emanation des Radons an die Erdoberfläche in stetigem Kontakt mit Grundwasser in der gesättigten und ungesättigten Zone stattfinden. Daher sind Störungszonen und Bergsturzmaterial in Gesteinen mit leicht erhöhten Uran und Thoriumgehalten auch potentielle Zonen, in denen Grundwässern mit erhöhten Radongehalten bevorzugt auftreten können. Durch die relativ kurze Halbwertszeit von 3,8 Tagen, kann Radon in langsam fließenden Grundwässern lateral nicht weit transportiert werden, sondern nur mehr oder minder lokal vertikal entgasen. Verschiedene Autoren haben gute Korrelationen zwischen dem Radongehalt im seichtem Grundwasser und den darüberliegenden Bodengas- bzw. Wohnraummessungen beobachtet.

Bei guter Kenntnis der Radongehalte im Grundwasser kann Radon auch zur Datierung von Grundwässern verwendet werden. Grundwässer, die aus Gesteinsbereichen mit höheren Gehalten an Radium-226 in Untergrundbereiche ohne nennenswerte Radiumgehalte und vertikaler Radonzufuhr übertreten, können in ihrer kurzfristigen Verweildauer berechnet werden.

Das Gesundheitsrisiko von Radon im Trinkwasser wird verglichen zu den häufig einhergehenden erhöhten Radonkonzentrationen in der Atemluft als eher gering angesehen. Radon im Trinkwasser kann in zweierlei Hinsicht negative Auswirkungen haben. Die erste ist durch das Trinken des radonbelasteten Wassers bedingt, die eine Strahlenbelastung des Verdauungstraktes bewirkt. Die zweite ist die zusätzliche Strahlenbelastung der Lunge durch das Einatmen des Radons, das bei der Manipulation im Haushalt entgast und insbesondere beim Duschen, Waschen etc. entweicht. Gegenwärtig gibt es keine Radongrenzwert für Trinkwasser.

Von der Bundesanstalt für Lebensmitteluntersuchungen wurden im Rahmen des österreichischen Wassergütemessnetzes 1472 Porengrundwassermessstellen und 47 Quellen auf ihren Radon-222-Gehalt mittels Flüssigszintillationsspektrometrie untersucht und interpretiert. Die überwiegende Zahl der Messstellen wurde mehrmals vierteljährlich beprobt und ein Mittelwert je Messstelle gebildet. Der Rn-222-Gehalt der einzelnen Grundwässer

zeigt in der Regel nur geringe zeitliche Schwankungen. Das arithmetische Mittel aller untersuchter Wässer ist 18,2 Bq/l (Median 12,0 Bq/l) mit einem Maximalwert von 415,9 Bq/l (DITTO et al., 1999).

Eine klarer Zusammenhang zwischen durchschnittlich erhöhten Rn-222-Gehalten (> 30 Bq/l) und der Geologie zeigt sich in den Grundwässern der Kristallingesteine der Böhmisches Masse, in den Grundwässern der Sedimente des Pölstales (Herkunftsgebiet: Altkristallin d. Seckauer und Wölzer Tauern), des Mittleren Murtales (Klastika d. östl. Grauwackenzone, Altkristallin d. Gleinalpe) und des Oberinntales (Orthogneise d. Ötztaler u. Stubai Alpen). Jedoch die höchsten durchschnittlichen Radonwerte (>50 Bq/l) wurden in den Grundwässern des Unteren (122 Bq/l; Feinkorn- u. Weinsberger Granit) und Oberen Mühlviertels (Weinsberger Granit), des Waldviertels (Moldanubikum, Orthogneise des Moravikums) und in den Grundwässern der Sedimente des Zillertales (Granitoide d. Zillertaler A.; W Grauwackenzone) und des Lienzer Beckens (Zentralgneis d. Tauernfenster, Altkristallin) gemessen. Während dieser Messkampagne wurden keine Grundwässer aus dem Ötztal untersucht.

Quellwässer der Fischbacher Alpen (Gneise u. Schiefer d. Altkristallin) und des Jogellands (Gneis und Quarzphyllit d. Altkristallins) zeigen durchschnittliche Rn-222-Konzentrationen von über 100 Bq/l. Die durchschnittlichen Rn-222-Gehalte der Karbonatquellwässer aus ganz Österreich liegen mit 11,6 Bq/l klar unter dem Österreichdurchschnitt, während die Kristallinquellwässer (49,5 Bq/l) durchschnittlich vier bis fünffach höhere Werte aufweisen (DITTO et al., 1999).

Im Bereich dieser letztgenannten relativ erhöhten Rn-222-Werte im Grundwasser wurden in den Flussfeinsedimenten häufig Uran-Gerhalte von über 10 mg/kg gemessen (THALMANN et al. 1989), die einen klaren Zusammenhang zwischen Ausgangsgestein und Radon im Grundwasser unterstreichen. Zusammenhänge mit lokalen Anomalien und Störungszonen bedürfen weiterer Analysen. In einer weiteren Messkampagne werden gegenwärtig bis zum Jahr 2000 von der Bundesanstalt für Lebensmitteluntersuchungen ein Großteil der Wassergütemessstellen auf Radium und Radon untersucht.

DITTO, M., FIMML, W., KARG, V., KORNER, M. & WEISZ, J. (1999): Radon-222 im Grundwasser: Ein erster österreichweiter Überblick. 14. S., Ber. Bundesanst. f. Lebensmittelunters. u. -Forsch., Wien.

THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL E. & HAUSBERGER, H. (1989): Geochemischer Atlas der Republik Österreichs: Böhmisches Masse und Zentralzone der Ostalpen (Bachsedimente $<0,18$ mm), 141 S., Geol. Bundesanst. Wien.

Präambel zum Themenkreis Massenbewegungen

*Univ.-Doz. Dr. Günther Bunza, Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft,
Lazarettstraße 67, D – 80636 München, Deutschland.
(Tel.: +49-89-92141027; Fax: +49-89-92141041; E-mail: gunther.bunza@lfw.bayern.de)*

Die Entwicklung der alpinen Landschaft ist nicht abgeschlossen und unterliegt einer ständigen Dynamik, welche von abiotischen und biotischen Faktoren mit intensiven Wechselwirkungen bestimmt wird. Innerhalb dieses Geschehens sind Massenbewegungen natürliche Phänomene des Abtrags im Gebirge. Die durch Massenbewegungen herbeigeführten, vielfach unvorhergesehen und tiefgreifenden Veränderungen sind ein Ergebnis des komplexen und dynamischen Zusammenwirkens geogener und biogener Ursachen und Faktoren. Daher ist die gesamtheitliche Betrachtung von Massenbewegungen eine Grundvoraussetzung für deren Erforschung und für die Durchführung von Schutz- und Sanierungsmaßnahmen.

Massenbewegungen werden erst dann zu einer Gefahr, wenn es zu einer Überschneidung von menschlichen Interessensräumen mit dem Wirkungsbereich dieser Prozesse kommt. Die Erfassung und Beschreibung der dynamischen Prozesse sowie eine umfassende Bewertung der ursächlichen Zusammenhänge sollen dazu beitragen, Gefahren durch Massenbewegungen möglichst frühzeitig zu erkennen. Das enge Zusammenwirken von Wissenschaft und Praxis muss Grundlage verantwortungsvollen Wirken im alpinen Raum sein. Die Erkenntnisse über Massenbewegungen und das Wissen um ihre Ursachen haben weltweit ein hohes Niveau erreicht. Zahlreiche Fachdisziplinen widmen sich - insbesondere seit den Katastrophenereignissen von 1987 - der Erforschung von Massenbewegungen. Die Ergebnisse der diesbezüglichen Arbeiten und Forschungen müssen jedoch stärker als bisher synergetisch genutzt und in der Praxis umgesetzt werden.

Bei der Durchführung von Schutzmaßnahmen steht die Behebung der Schadensursache im Vordergrund. Ist dies nicht möglich, sind Schutzmaßnahmen integral zu planen. Dabei sind die Empfindlichkeit des Naturraumes, die Verträglichkeit der Maßnahmen, eventuelle Risikoverlagerungen und zukünftige Entwicklungen zu berücksichtigen. Jede Massenbewegung sollte dabei unabhängig von ihrer Größe oder Komplexität mit dem nötigen Verantwortungsbewusstsein behandelt werden. Vielfach ist es nicht möglich, einen ausreichenden Schutz vor Massenbewegungen zu gewährleisten. Der vorausschauenden Risikoabschätzung durch geeignete Beobachtungseinrichtungen einerseits sowie der Erarbeitung und Umsetzung entsprechender Grundlagen, wie beispielweise von Gefahrenhinweiskarten, andererseits muss zukünftig ein höherer Stellenwert als bisher eingeräumt werden. Dabei werden Bau- oder Nutzungsverbote nicht zu umgehen sein. Auch sind Nutzungen zu vermeiden, die Veränderungen des von Natur aus labilen Gleichgewichts alpiner Ökosysteme sowie umfangreiche Schutzmaßnahmen zur Folge haben. Die Bedeutung von Naturgefahren wie Massenbewegungen und der entsprechenden Vorsorge muss zunehmend und nachhaltig ins öffentliche und politische Bewusstsein rücken. Gerade auch die Naturwissenschaften haben hier in Bezug auf die Öffentlichkeitsarbeit eine Bringschuld. Nur so kann das Verständnis und die Akzeptanz dafür erreicht werden, dass neben der reinen Gefahrenabwehr verstärkt vorbeugende Maßnahmen zu verfolgen sind, die ökologisch verträglich, sozial gerecht und wirtschaftlich effizient sind.

Trotz umfangreicher Anstrengungen wird das Leben im Gebirge immer mit einem Restrisiko verbunden bleiben. Dies soweit wie möglich zu vermindern, sollte die Aufgabe aller sein. Das Geoforum Umhausen sollte deshalb für die Umsetzung der genannten Ziele eine Plattform sein.

MASSENBEWEGUNGEN UND IHRE BEDEUTUNG FÜR DEN MENSCHLICHEN LEBENSRAUM IM GEBIRGE

Günther Bunza¹

ZUSAMMENFASSUNG

Seit der Entstehung der Alpen werden diese durch Massenbewegungen abgetragen. Dabei bestimmen vorwiegend geogene Ursachen und Faktoren den Ort des Versagens und das natürliche Prozessgeschehen. Anhand von zwei Beispielen wird insbesondere das standörtliche und raumbezogene, komplexe Zusammenwirken geologischer Ursachen bei verschiedenen Bewegungstypen und deren vielfach gegenseitige Beeinflussung aufgezeigt. Darüber hinaus werden die direkten und indirekten Folgen derartiger Phänomene auf den Siedlungs- und Wirtschaftsraum angesprochen. Vielfach sind jedoch, wie deutlich wird, den notwendigen Schutz- und Sanierungsmaßnahmen allein durch die Gegebenheiten vor Ort Grenzen gesetzt, sodass kein ausreichender Schutz gewährleistet werden kann. Da zukünftig durch natürliche und menschliche Einflüsse mit einer Zunahme von Massenbewegungen zu rechnen ist, gewinnt die vorausschauende Risikoabschätzung an Bedeutung. Das in Zusammenarbeit mit Österreich und Italien derzeit laufende Pilotaktionsprogramm EGAR nach Art. 10 EFRE für den Alpenraum, dessen Ziele aufgezeigt werden, bietet hierzu eine Chance.

EINFÜHRUNG

Natürliche Hangflanken, die durch endogene oder exogene Prozesse entstanden sind, unterliegen dem schwerkraftbedingten Abtrag durch Massenbewegungen. Seit ihrer Bildung werden die Alpen durch natürliche Phänomene wie Stürze, Rutschungen und Muren als zumeist schnell ablaufende Prozesse mit Geschwindigkeiten von z.T. über 200 km/h und durch Sackungen, Talzuschübe sowie Erd- und Schuttströme als relativ langsame Prozesse mit Geschwindigkeiten von oft weniger als 0,06 mm/a abgetragen. Nirgends zeigt sich die geologische Aktivität häufiger und auffälliger als bei Massenbewegungen. Die natürlichen Hänge im Gebirge sind daher nicht ein unvergängliches Gegebenes sondern ständigen Formungen durch Massenbewegungen unterworfen.

Massenbewegungen werden erst dann zu einer Gefahr, wenn es zu einer Überschneidung von menschlichen Interessensräumen mit dem Wirkungsbereich dieser Prozesse kommt. Neben der Gefahr für Menschenleben können Bauwerke oder Anlagen auf dem bewegten Hangkörper selbst oder am Fuß der Bewegung zerstört oder in Mitleidenschaft gezogen werden. Darüber hinaus stehen Massenbewegungen und Wildbachprozesse wie Muren oder geschiebereiche Hochwässer vielfach in engem Zusammenhang.

Nach einer Analyse der Schadenerfahrungen über zehn Jahre (1986 – 1995) der Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft (1997) nehmen Massenbewegungen innerhalb der großen Palette der Naturkatastrophen weltweit zwar nur einen geringen Prozentsatz ein, doch kommt ihnen seit einigen Dezennien aufgrund des steigenden Flächenbedarfs unserer Gesellschaft in zunehmendem Maße große Beachtung zuteil. Auch in den Alpen bedrohen

1) Univ.-Doz. Dr. Günther Bunza, Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft,
Lazarettstraße 67, D – 80636 München, Deutschland.
(Tel.: +49-89-92141027; Fax: +49-89-92141041;
E-mail: guenther.bunza@lfw.bayern.de)

Massenbewegungen vermehrt Siedlungen, Verkehrswege sowie Einrichtungen des Tourismus. Insbesondere seit den Ereignissen von 1987 bekam die Erforschung der Massenbewegungen und die Erarbeitung von Präventivmaßnahmen in den Alpenländern initiativen Aufschwung, was sich beispielsweise in der zu Ende gegangenen IDNDR manifestierte.

Massenbewegungen treten nicht wahllos auf und laufen nicht willkürlich ab. Vorwiegend geologische Ursachen, wie es schon HEIM (1932) erkannte, die komplex und dynamisch wirken, bestimmen – neben zunehmend anthropogenen Faktoren - den Ort des Versagens und beeinflussen das Prozessgeschehen. Dies wurde auch bei den in der Folge der Starkniederschläge vom 21. und 22. Mai 1999 aufgetretenen Massenbewegungen sichtbar. Daneben wurden aber auch die Grenzen der Beherrschbarkeit solche Phänomene und der durchführbaren Schutzmaßnahmen deutlich vor Augen geführt.

Anhand von zwei aktuellen Beispielen aus dem bayerischen Alpenraum soll die angesprochene Problematik dargestellt und mögliche Strategien der vorausschauenden Risikoabschätzung aufgezeigt werden.

DIE RUTSCHUNG IM HÖLLGRABEN

Bei Berchtesgaden in der Gemeinde Schönau reaktivierte sich 1998 ein älteres Rutschgebiet. Dieses liegt ca. 400 m oberhalb des Siedlungsgebietes und ca. 200 m östlich der Ansiedlung Helliel (siehe Abb. 1). Die Hangbewegung liegt am orographisch linken Hang des Höllgrabens, erstreckt sich über ca. 170 m Länge und nimmt eine Fläche von ca. 4000 m² ein. Aus dem Fuß der Rutschung erfolgen immer wieder Feststoffeinstöße in den Höllgraben. Das Feststoffpotential konnte auf ca. 100.000 m² geschätzt werden.

Die Rutschung ist Teil eines relikten, größeren Bewegungsbereiches und wird schriftlich bereits im letzten Jahrhundert erwähnt. Alte Krainerwände im Rutschhang und alte Wildbachsperrn belegen darüber hinaus zeitweilige Aktivitäten in der Vergangenheit im derzeitigen Bewegungsgebiet und seinem Umfeld.

1990 kam es – möglicherweise durch eine künstliche Wassereinleitung gefördert – zu einer Bewegungsintensivierung im Rutschhang. Entlang der oberen Gemeindestraße nach Vorderbrand wurde das Oberflächenwasser konzentriert in eine abflusslose Senke oberhalb der Anbruchkante eingeleitet. Diese Einleitung erfolgte erst seit einem Umbau der Straße infolge des Einbaues einer Trinkwasserleitung. Das Wasser versickerte in der Senke und strömte direkt dem Rutschbereich zu. Daraufhin wurden vom Bayerischen Geologischen Landesamt eine tachymetrische Karte angefertigt und zur Überprüfung der Rutschungsaktivität Messpunkte im Hang gesetzt. Während zweier Jahre wurden Horizontalverschiebungen bis zu 20 cm gemessen, die Vertikalverschiebungen betragen bis zu 15 cm. Auch außerhalb des Hangrutschungsbereiches konnten Verschiebungen insbesondere bei der Siedlung Helliel um bis zu 40 mm entlang der Hangkante festgestellt werden. Nachdem das Oberflächenwasser der Straßenentwässerung schadlos abgeleitet wurde, beruhigte sich in den Jahren darauf die Rutschung, Schutzmaßnahmen schienen vorerst nicht nötig zu sein.

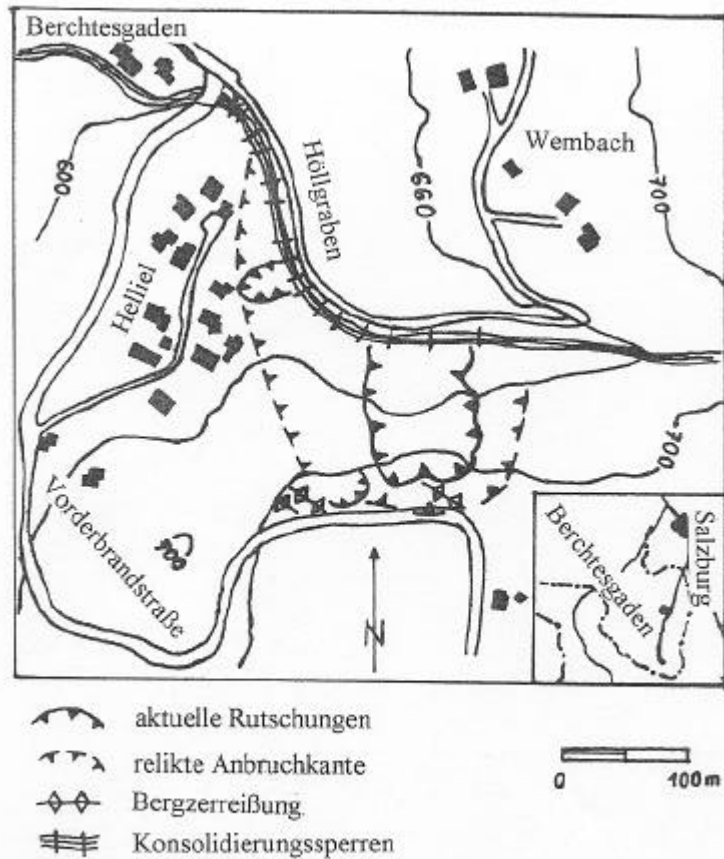


Abb. 1: Übersichtsplan zur Höllgraben - Rutschung

Im Dezember 1998 stellten sich erneut erhebliche Aktivitäten im Hauptrutschbereich ein, und zwar aufgrund der intensiven Niederschläge im vorausgegangenen November. Das Bachbett des Höllgrabens wurde während mehrerer Monate ständig verschüttet und mußte immer wieder ausgebagert werden.

Ursachen und Gefährdungspotential

Für die Rutschung im Höllgraben sind neben der Tatsache, daß es sich um ein altes Bewegungsgebiet handelt, primär lithologische und tektonische Ursachen verantwortlich.

Im Bereich der Hangbewegung stehen vom Liegenden zum Hangenden folgende geologische Einheiten an (siehe Abb. 2):

- angewittertes Haselgebirge mit Gips
- ausgelaugtes Haselgebirge, d.s. plastische, weiche Residualtone
- braune, massige Hallstätter Kalke
- helle, harte Dachsteinkalke
- unsortierte Moräne mit mäßigem Schluffanteil als geringmächtige Deckschichten

Das zur Hallstätter Einheit (Tiefjuvavikum) gehörende Haselgebirge (inkl. der geringmächtigen Hallstätter Kalke) diente der Berchtesgadener Einheit (Hochjuvavikum), die hier durch den Dachsteinkalk vertreten ist, als Gleitteppich, sodass es tektonisch stark beansprucht und zerwürgt wurde. Der Dachsteinkalk weist dagegen durch die mit der Überschiebung verbundene Bruchtektonik einen hohen Zerlegungsgrad mit einem dichten Kluft- und Spaltennetz auf.

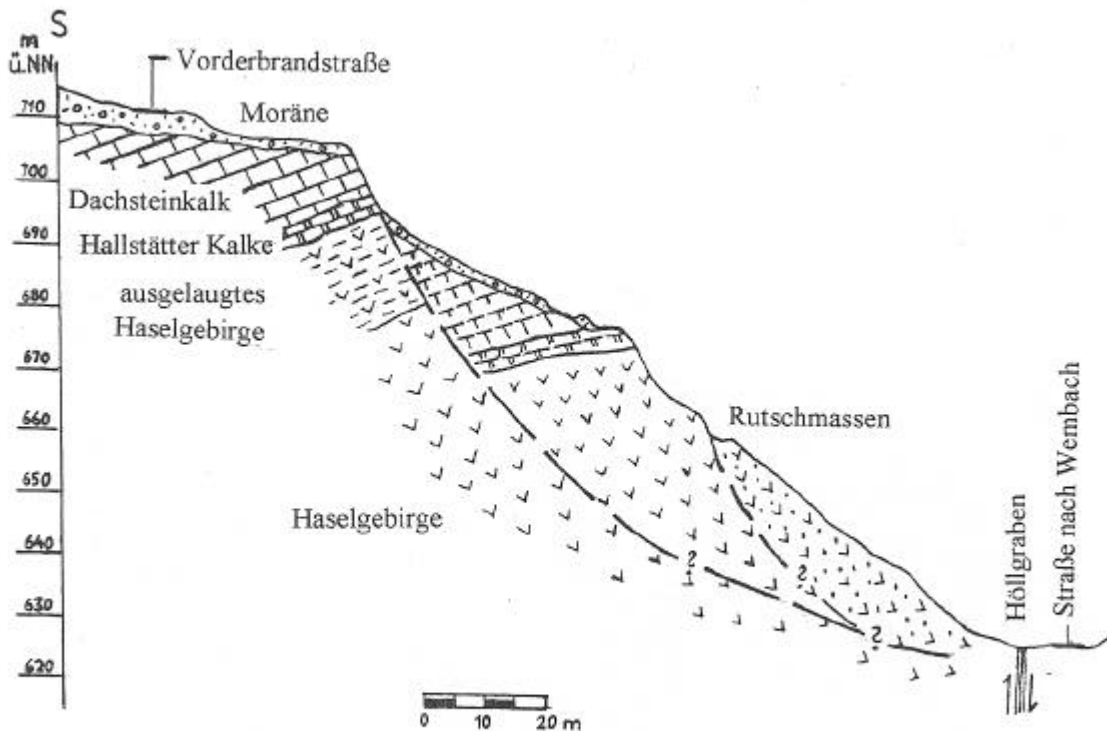


Abb. 2: Geologisches Profil der Höllgraben - Rutschung

Nördlich des Höllgrabens finden sich stark beanspruchte Ton- und Mergelsteine des Lias, sodass im Bereich des Höllgrabens eine Störung angenommen werden kann.

Für die Hangbewegungen spielt das Haselgebirge die zentrale Rolle. Dieses stellt lithologisch eine Breccie dar, dessen Grundmasse aus Salzton besteht. In dieser Grundmasse schwimmen Komponenten aus Gips, Anhydrit und Salz. Daneben kommen auch Kalk-, Dolomit- und Sandsteinbrocken vor. Wasser, das zunächst über das Kluftsystem der Kalke bis in das Haselgebirge vordrang, hat zur Auslaugung desselben geführt, sodass mächtige Residualtone entstanden. Darüber hinaus ist das Haselgebirge und insbesondere der in ihm vorkommende Anhydrit stark wasseraufnahmefähig, wodurch Quellvorgänge entstehen. Ferner vollzieht sich bei anhydritischen Gesteinen bei Wasserhinzutritt eine Umwandlung in Gips, die von einer theoretischen Volumenvergrößerung um etwa 17% in jeder Richtung begleitet wird. Die dabei auftretenden Umwandlungsdrucke erreichen 5 bis 10 MN /m² und mehr und halten im Gegensatz zum Tonquellen mit abnehmender Tendenz über Jahre an. Diese Vorgänge waren sicherlich für erste Bewegungen in diesem Bereich verantwortlich.

Nun, da viele Flächen offen liegen und zahlreiche Risse entstanden sind, kann das Niederschlagswasser sehr viel rascher in den Untergrund eindringen. Es führt einerseits zur Plastifizierung der Residualtone und andererseits im darunterliegenden teilweise nur angewitterten oder gar unverwittertem Haselgebirge zu erhöhten Quell- und Umwandlungsdrucke. Dieser Vorgang ist infolge der starken Durchnässung seit November 1998 progressiv. Aufgrund dieser Prozesse treten im Haselgebirge Kriechvorgänge auf und das Material bewegt sich dem Höllgraben als breiig-viskose Masse entgegen (siehe Abb. 3).



Abb. 3: Die anhaltenden Kriechbewegungen in den Residualtonen des Haselgebirges führen immer wieder zu Verengungen des Bachquerschnitts am Höllgraben.

Gleichzeitig führen die plastischen Bewegungen im Haselgebirge zu Bewegungen im darüber lagernden Dachsteinkalk. Durch das Versagen des Unterlagers kommt es zu Bergzerreibungen in der spröden Deckplatte. Solche finden sich unmittelbar hinter der Anbruchkante und ca. 150 m südlich Helliell (siehe Abb. 1). Dort konnten Kluftgassen von 5 m Breite und 8 m Tiefe beobachtet werden. Es handelt sich hierbei allerdings nicht um junge Erscheinungen. Mächtige Kalksinterbezüge mit schön ausgebildeten Stalaktiten, die auf den Kalken im Anbruchsbereich zu finden sind, zeugen von einer bereits lang anhaltenden Öffnung der Klüfte.

Neueren Datums hingegen sind Ausbauchungen im tektonisch stark zerlegten Dachsteinkalk des Hauptanbruchs, Felsstürze daraus, das Abgleiten im Bruchkessel lagernder Felstürme oder deren Zusammenbruch (siehe Abb. 4). Das Gewicht der auflagernden kalkigen Massen und auch von Blöcken aus Kalken und Sandsteinen des Haselgebirges könnte zusätzlich eine Rolle für die zunehmenden Bewegungen in den Residualtonen spielen. Eine Reaktivierung der Bergzerreibungen kann nicht mehr ausgeschlossen werden. Auch stoßen die Massen unvermindert gegen den Höllgraben vor, wobei mit einer Beschleunigung der Gesamtmasse zu rechnen ist.



Abb. 4: Die Rutschung im Höllgraben im März 2000. Deutlich sind die Kriechbewegungen im liegenden Haselgebirge und die Felsstürze aus dem hangenden Dolomit zu sehen.

Als Folge davon wäre ein Aufstau des Höllgrabens und eine Unterbrechung der Zufahrt nach Wembach zu erwarten. Bei einem derartigen Aufstau besteht die Gefahr einer Vermurung von zahlreichen tiefergelegenen Wohngebäuden in nur 400 m Entfernung.

Geotechnische Untersuchungen

Da die Reststabilität der in Bewegung befindlichen Rutschmassen im wesentlichen von der Konsistenz der bindigen Bodenanteile abhängig ist, wurden an repräsentativen Stellen sowohl der Rutschmassen als auch vom Haselgebirge des Mutterhanges Proben entnommen und hinsichtlich Wassergehalt und Konsistenzgrenzen untersucht. Mit den Untersuchungen wurde die Fa. GEBAUER beauftrag, die entsprechenden Laborergebnisse sind in Tabelle 1 zusammengefaßt dargestellt.

Wie die Ergebnisse zeigen, ist die Matrix der Bodenproben von überwiegend breiiger bis flüssiger Konsistenz. Aufgrund der geringen Plastizität würden bereits geringe Zunahmen des Wassergehaltes um ca. 5% ausreichen, um auch den Proben 1 und 2 eine breiige Konsistenz zu verleihen. Auch kann infolge des am Fuß der Rutschung austretenden Materials geschlossen werden, daß die Aufweichung des Materials bis in große Tiefen reicht.

Aus diesen Gründen kann dem Material keine Reibung zugeordnet werden, d.h. $\varphi = 0$, $c = 0$, sodass sich aus geotechnischer Sicht auch keine rechnerische Standsicherheit ergibt. Der weitere Verlauf der Rutschung ist daher im wesentlichen witterungsabhängig. Mit einem progressiven Rutschungsverlauf ist bei anhaltender feuchter Witterung zu rechnen, wobei als zusätzlich treibende Kraft die Auflast nachstürzender Felsmassen aus dem hangenden Dachsteinkalk fungiert.

| Probe Nr. | Entnahme - Ort | Bodengruppe DIN 18196 / Verwitterungs- klasse | Wassergehalt [%] | Konsistenz |
|-----------|---|--|---------------------|-----------------|
| 1 | anstehendes Haselgebirge oberhalb Rutschfläche | VZ | 15,6 | / |
| 1a | anstehendes Haselgebirge, aufgeweicht | (GT / TL) | 32,6* | flüssig, breiig |
| 2 | freigelegte Rutschfläche | VZ | 12,8 | / |
| 3 | freigelegte Rutschfläche | TL | 21,7* | flüssig, breiig |
| 4 | umgelagertes Rutschmaterial | (GT / TL) | 35,3* | flüssig |

* Wassergehalt der Fraktion < 0,4 mm

Tab. 1: Geotechnische Kennwerte des Haselgebirges in der Rutschung Höllgraben

Schutzmaßnahmen

Die Situation bedingt zur Zeit umfangreiche Schutzmaßnahmen, da eine Stabilisierung der Rutschung aufgrund der Größe der Kubaturen sowohl aus technischer als auch aus wirtschaftlicher Sicht nicht bzw. nur schwer durchzuführen ist.

Die Schutzmaßnahmen umfassen:

- die Verlegung des Höllgrabens im Bereich des Rutschungsfußes in ein Rohr, sodass der Abfluss gesichert ist und ein Aufstau des Baches unterbleibt; diese Maßnahme ist bereits vollzogen;
- die Errichtung einer Geschieberückhaltesperre, sodass keine Feststoffe nach unterstrom ins Gewässer gelangen können;
- die Verlegung der Straße von der Talsohle in den Gegenhang;
- die Erweiterung des Brückendurchlasses am Talausgang
- und die Einrichtung eines Beobachtungssystems zur Überwachung der Zerrklüfte und des Verhaltens der Rutschmassen.

Darüber hinaus empfiehlt es sich, weitere Überlegungen zur Entwässerung der Rutschung bzw. zur Reduzierung des Wasserandranges anzustellen.

Aufgrund der intensiven Hangdurchnässung sind auch im Siedlungsbereich Helliel Bewegungen aufgetreten. Dabei kam es zu Bodensenkungen im Eingangsbereich eines Hauses und zu einer Rutschung an der Böschungsstirn vor dem Haus. Bohrungen stießen in ca. 10 m Tiefe auf Hohlräume und gespanntes Grundwasser, sodass auf Phänomene des Gipskarstes geschlossen werden kann. Ein Einfluß alter Kanalisationssysteme und Quelfassungen, kann hier darüber hinaus nicht ausgeschlossen werden.

Schlußfolgerungen

Trotz der umfangreichen Schutzmaßnahmen bleibt ein Restrisiko bestehen, da bei ungünstigen Witterungsverhältnissen auch mit einem breiig-flüssigem Abgang der Gesamtmasse von ca. 100.000 m³ gerechnet werden muß. Darüber hinaus kann es auch zu einer Aktivierung von bislang inaktiven Hangbereichen innerhalb des relikten Rutschungsbereiches kommen. Trotz aller Schutzmaßnahmen wären dadurch der Siedlungsbereich am Schwemmfächer und die das Gebiet erschließenden Straßen gefährdet.

Das Beispiel Höllgraben zeigt, wie komplex einerseits die Vorgänge sind und daß man vielleicht vorausschauender hätte reagieren müssen. Andererseits wird aber auch deutlich, daß Gebiete mit derartigen geologischen Verhältnissen – die Vorkommen von Haselgebirge und die Phänomene der geotechnischen Konstellation „Hart auf Weich“ sind im Berchtesgadener Raum weit verbreitet - nicht ohne entsprechende Baugrundgutachten als Siedlungsgebiete auszuweisen und Entwässerungen und Wasserfassungen sorgfältiger planen zu sind.

DER SCHUTTSTROM HIRSCHBACH

Im Einzugsgebiet des Hirschbaches bei Hindelang im Allgäu ist seit 1988 ein aktiver Schuttstrom bekannt. In einem Gebiet zwischen 1545 m ü.NN und ca. 1100 m ü.NN finden tiefgründige, kriechende Bewegungen auf einer Fläche von ca. 12 bis 15 ha statt (siehe Abb. 5). Durch den vermehrten Schmelzwasserandrang im Frühjahr 1988 und durch die Einleitung von Oberflächenwasser aus dem Bereich der geteerten Hirschalpstraße kam es insbesondere im Bereich zwischen 1200 m ü.NN und 1340 m ü.NN zu akuten Stabilitätsabnahmen des Geländes, was sich durch Rißbildungen und Sackungen äußerte. Dabei wurde auch der Weg zur Hirschalpe in Mitleidenschaft gezogen.

Da der Schuttstrom mit einer steilen, aufgewölbten Zunge zum Rothplattenbach, einem Nebenbach des Hirschbaches vordringt, besteht bei Bewegungsintensivierungen die Gefahr, daß größere Geschiebeeinstöße in diesen Bach, bzw. in seinen nur 400 Meter weit entfernten Vorfluter, den Hirschbach, erfolgen. Als Folge davon könnten Muren, insbesondere bei Verklausungen entstehen, die die Bebauung am Ausgang des Hirschbachtobels unmittelbar gefährden würden (siehe Abb. 5).

Seit Beginn der 90er Jahre wurde deshalb die Zunge des Schuttstroms oberhalb des Rothplattenbaches geodätisch beobachtet. Die Messungen ergaben bis 1998 gleichbleibende Verschiebungen von einigen cm pro Jahr, sodass zunächst und auch auf Grund der inzwischen erfolgten schadlosen Ableitung der Wegentwässerung keine weiteren Schutzmaßnahmen erfolgten.

Geologie und Ursachen

Die in den Folgejahren vorgenommenen geologischen und geomorphologischen Erhebungen sowie geoseismischen Untersuchungen ergaben, daß das Bewegungsgebiet in einer geologisch bedingten Schwächezone liegt, die hier durch die Einschuppung der Arosa-Zone zwischen die Jochschrofen Vorschuppe als Liegendes im Westen und den Hauptdolomit des Jochschrofens als Hangendes im Osten zustande kam (siehe Abb. 5).

Die Arosa-Zone stellt eine Melange Zone dar, in der die vorkommenden Gesteine – es sind dies hauptsächlich Pillow Laven und Tonmergel in „Couches rouges Fazies“ – stark verschuppt und zerschert wurden. Letztere und ihr schluffig-toniges Verwitterungsprodukt

bilden aufgrund ihrer Fähigkeit der Wasseraufnahme und Wasseranlagerung die Grundmasse des Schuttstromes.

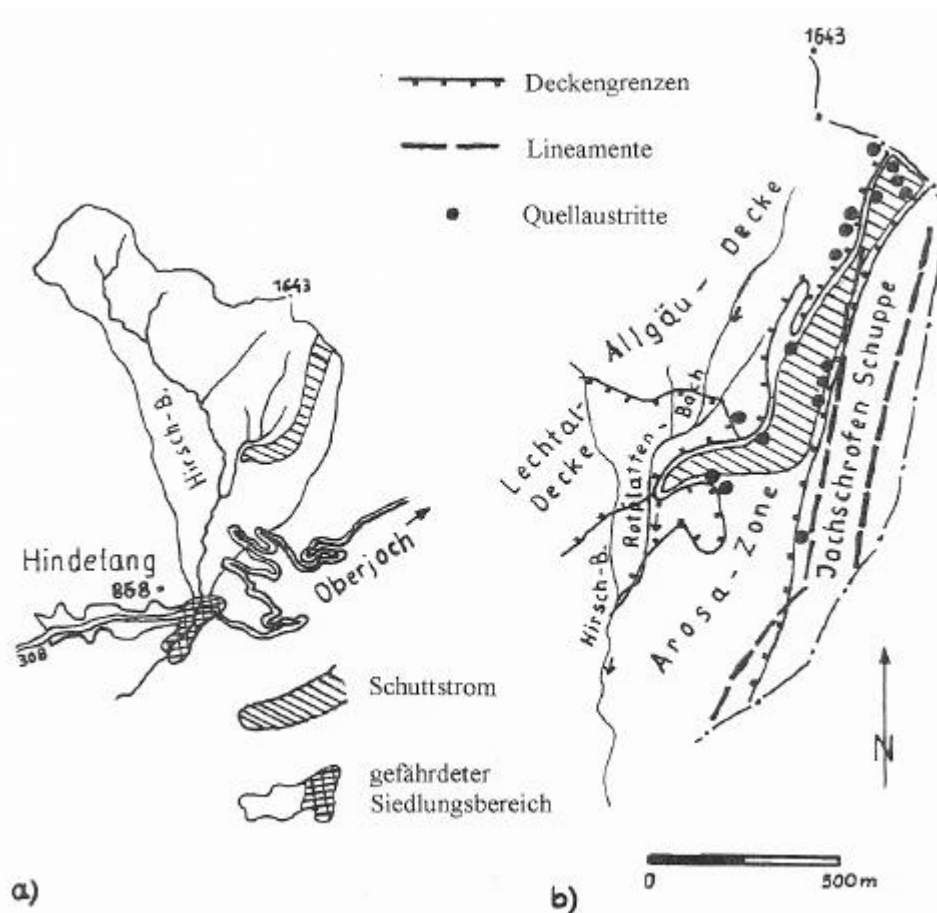


Abb. 5: a) Das Einzugsgebiet des Hirschbaches bei Hindelang im Allgäu mit dem Schuttstrom und dem Gefährdungspotenzial;
 b) Der Schuttstrom und seine Beeinflussung durch die Tektonik und die von ihr abhängige Hydrogeologie.

Durch refraktionsseismische Untersuchungen in den Jahren 1989 und 1998, die den ganzen Bereich abdecken, konnte die Mächtigkeit des Schuttstromes mit 20 bis 40 m bestimmt werden. Die oberste Schicht besteht aus acht bis zehn Meter mächtigem aufgelockertem Material, auf und in dem besonders am Fuß der Jochschrofen Wand Felssturzböcke aus Hauptdolomit schwimmen. Insgesamt errechnet sich bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit des Schuttstromes von 25 m und seines Umfanges von ca. 12 ha ein Geschiebepotential von 3 Millionen m³.

Durch das am und im Schuttstrom vorhandene blockige Material kann Niederschlags- und Schmelzwasser leicht in den Untergrund eindringen und eine ständige Durchfeuchtung der schluffig-tonigen Matrix bewirken.

Weiters konnte festgestellt werden, daß die Scherfugen zu beiden Seiten des Schuttstromes, deren Verlauf vielfach durch die Risse in der Teerdecke des Hirschalpweges verfolgt werden kann, deckungsgleich mit den Überschiebungslinien Jochschrofen-Schuppe – Arosa Zone – Jochschrofen-Vorschuppe sind. Darüber hinaus zeigte die Kartierung der Quellaustritte, daß diese ebenfalls an die Störungszonen gebunden sind, sodass die Überschiebungslinien z.T. als Wasserleiter und z.T. als Stauer fungieren. Durch die damit

verbundene Möglichkeit einer sowohl unterirdischen als auch oberirdischen Bewässerung der Scherfugen werden die Bewegungen zusätzlich gefördert (siehe Abb. 5).

Nicht zuletzt werden die Massenbewegungen möglicherweise auch durch die Hangtektonik am Jochschrofen beeinflusst. Der Hauptdolomit dieser Erhebung ist durch Bergzerreiungen gekennzeichnet. Dabei verläuft ein Doppelgrat von SW nach NE (siehe Abb. 6), zahlreiche andere Zerreißungen, die durch offene Klufte gekennzeichnet



Abb. 6: Am rechten Bildrand tritt der von SW nach NE verlaufende Doppelgrat im Hauptdolomit des Jochschrofens deutlich hervor. Der Schuttstrom liegt im Bereich der Straße zur Hirschalpe.

sind, verlaufen von ESE nach WNW. Da beide Kluftsysteme fast senkrecht aufeinander stehen und die Schichten mehr oder weniger nach Süden einfallen, können sich Felspakete an diesen mechanisch wirksamen Flächen lösen und auf den Schuttstrom stürzen. Vereinzelt kann man auch die Ablösung von Felstürmen beobachten, die auf dem weichen Untergrund langsam zu Tal gleiten. Konvergenzmessungen am Jochschrofen ergaben, daß hier aktuelle Bewegungen stattfinden, sodass eine Konstellation „Hart auf Weich“ vorliegt, bei der sich beide Formen der Massenbewegung gegenseitig beeinflussen.

Die aktuellen Hangbewegungen

Aufgrund ansteigender Bewegungsbeträge im Jahr 1998 entschloß man sich, weitere Untersuchungen vorzunehmen. Die Absicht, 1999 vier Bohrungen abzuteufen und Inklinometer zu setzen, wurde jedoch durch die Ereignisse im Frühjahr 1999 vorerst zunichte gemacht.

Durch die intensiven Niederschläge am 21. und 22. Mai 1999 (Hindelang – 238 mm/24 h) wurde im unteren Teil des „Schuttstromes Hirschbach“ eine Rutschung ausgelöst (siehe Abb. 7). Sie nimmt ca. 2 ha ein, ihr Volumen beträgt bei einer durchschnittlichen Tiefe von 8 m ca. 120.000 m³. Zwischen 1150 m ü.NN am Rothplattenbach und ca. 1300 m ü.NN wurde die Hirschalpstraße und der Waldbestand weggerissen.

Von der Rutschung ist im wesentlichen die oberste aufgelockerte Zone des Schuttstromes betroffen. Die Rutschmassen bestehen daher zur Hauptsache aus einer schluffig-tonigen Matrix der verwitterten pelitischen Gesteine der Arosa-Zone, in der dolomitische Gesteinsblöcke schwimmen



Abb. 7: Die durch die Niederschläge zu Pfingsten 1999 ausgelöste Rutschung am Fuß des Schuttstromes.

Der Anrissbereich bei ca. 1300 m ü.NN fällt mit einer Versteilung im felsigen Untergrund zusammen. Unter dieser befand sich nach den Ergebnissen aus den geoseismischen Untersuchungen in ca. 8 m Tiefe eine wassergesättigte Zone aus alten Hangbewegungen. Unter dem Druck der anströmenden Wassermassen aus den Niederschlägen kam es dann letztlich an dieser Schwachstelle zur Initiierung der Rutschung, die fast auf ihrer gesamten Länge lateral von deutlichen Scherfugen sowie sekundären Rissen und Sackungen begleitet wird.

Warum jedoch kein wesentlicher Materialeinstoß aus dieser Rutschung in den Rothplattenbach erfolgte, liegt daran, daß sich das Gelände am Zungenende trichterförmig verengt. Hier werden die Bewegungen durch Blockwerk aus Diabasen und Pillow Laven der

Arosa Zone und den Hauptdolomit der Krähenwand gleichsam gebremst und aufgefangen. Die Wirkung, die von diesen Komplexen ausgeht, kann jedoch einen ausreichend großen Materialvorstoß aus hangenden Partien nicht verhindern. Derzeit besteht die Gefahr, dass größere Massen in Bewegung kommen können, da einerseits in der aktuellen Rutschung zahlreiche offene Flächen und Risse vorhanden sind, durch die eine Bewässerung des Untergrundes erfolgen kann und andererseits auch im darüber befindlichen Schuttstrombereich deutliche Spuren einer allgemeinen Aktivitätssteigerung vorhanden sind. Sollten zukünftige Bewegungen auf die oberste aufgelockerte Zone beschränkt bleiben, ergibt sich bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von ca. 7 m ein Gefährdungspotential von ca. 1 Million m³

Murgangartige Geschiebeeinstöße aus der Rutschung und aus dem steilen Gerinne des Rothplattenbaches in den Hirschbach könnten zur direkten Gefährdung des Siedlungsbereiches am Schwemmkegel führen, da die Wildbachsperrern im untersten Bachabschnitt des Hirschbaches Materialmengen dieser Dimension nicht mehr beherrschen können.

Schutzmaßnahmen

Infolge häufiger Wildbachereignisse im Hirschbach wurde sein Lauf zwischen der Schluchtstrecke und dem Schwemmkegel schon in früheren Jahren mit Sperren gesichert. Da sein übriges Einzugsgebiet wegemäßig nicht erschlossen ist, wurde auf eine Verbauung des Oberlaufes und am Rothplattenbach verzichtet.

Bedingt durch die aktuellen Ereignisse ist jedoch derzeit der Bau zweier Geschieberückhaltesperren am Rothplattenbach mit je einem möglichen, räumbaren Auffangraum von ca. 20.000 m³ vorgesehen.

Ergänzend soll ein Beobachtungssystem im Bereich des aktuellen Bewegungsbereiches am Zungenende des Schuttstromes eingerichtet werden.

Schlußfolgerungen

Die Rutschung und der Schuttstrom im Einzugsgebiet des Hirschbaches sind mit ausreichender Aussicht auf Erfolg nicht verbaubar oder zu konsolidieren. Durch die Bewegungen ist langfristig mit ständigen Änderungen der Wasserwegsamkeit innerhalb der Massen zu rechnen, sodass auch Entwässerungsmaßnahmen größtenteils und innerhalb kurzer Zeit wieder unwirksam wären. Aufgrund des verbleibenden Restrisikos wurden daher die betroffenen Anlieger über die Situation am Hirschbach durch die Gemeinde in Kenntnis gesetzt und ein Katastrophenplan durch das Landratsamt Oberallgäu und die Gemeinde Hindelang ausgearbeitet.

SCHUTZ VOR MASSENBEWEGUNGEN

Die beiden Beispiele sollten aufzeigen, daß in vielen Fällen kein ausreichender Schutz vor Massenbewegungen gewährleistet werden kann, vor allem auch nicht auf der Grundlage einer vernünftigen finanziellen Basis. Was bleibt ist die Hoffnung, daß Großereignisse nur selten eintreten, d.h. also ein Restrisiko und in kritischen Fällen die Überwachung von Hängen, um eine gewisse Vorwarnzeit zu erhalten. Damit wird aber

vielfach ein personelles Problem akut, da die Orte der notwendigen Überwachungen zunehmen und die Daten nicht rechtzeitig ausgewertet werden können.

Auf der anderen Seite sollte mit den zwei dargestellten Fällen beispielhaft aufgezeigt werden, daß naturgemäß gerade in den Alpen geologisch bedingte Schwächezonen und Instabilitätsbereiche bedingt durch deren Aufbau mit den unterschiedlichsten Substraten, die komplizierte Tektonik, die von beiden Faktoren abhängigen hydrogeologischen Verhältnisse und die Glazialgeschichte eine weite Verbreitung haben.

Durch die Vielzahl der Schwachstellen sind theoretisch Massenbewegungen vielerorts möglich. Durch menschliche direkte oder indirekte Einflussnahmen kann es aber zu Störungen im Gleichgewicht zwischen den angreifenden und den zurückhaltenden Kräften kommen. D.h., dass es in dem komplexen System, das die alpinen Landschaften darstellen durch den Menschen zu Veränderungen der Stoffdynamik und /oder zur Beeinflussung des Wasserhaushaltes und in der Folge durch das Zusammentreffen mehrerer Faktoren zu einer Aufschaukelung des Systems und zu einer überproportionalen Erhöhung des Gefahrenpotentials kommen kann. Diese Einflüsse nehmen zu, sei es durch

- bereits bestehende und zukünftige Übernutzungen von Gebirgsräumen,
- die Auflassung von landschaftspflegerischen Tätigkeiten wie der Wald- und Almpflege,
- Schadstoffeinträge aus Immissionen,
- Wetterphänomene, die möglicherweise mit einer Klimaänderung zusammenhängen
- oder sei es durch einen natürlichen Faktor wie die zunehmende tektonische Aktivität.

Daraus folgt, daß in Zukunft nicht mit einer Abnahme sondern mit einer Zunahme geologischer Katastrophen zu rechnen ist. Durch die vergrößerte Bevölkerungsdichte wird die Zahl von Opfern und die Summe der Sachschäden immer größer werden – wenn nicht endlich konsequent der Nutzen aus den vorliegenden Erfahrungen gezogen wird.

VORAUSSCHAUENDE RISIKOABSCHÄTZUNG

D.h. neben der Symptombekämpfung müssen in zunehmendem Maße präventive, integrale Schutzmaßnahmen entwickelt werden, bei denen die Erkennung und geologische Ausdeutung von Hanginstabilitäten und deren Ursachen eine der wichtigsten Grundvoraussetzungen ist.

Neben vielen Projekten, die sich vorwiegend mit computergestützten Modellen auseinandersetzen, bietet das EU Projekt EGAR, d.h. „Einzugsgebiete in alpinen Regionen“, dazu eine Chance. Ein Ziel dieses gemeinsamen Pilotaktionsprogrammes nach Art. 10 EFRE zwischen Bayern, Tirol und Südtirol ist die Erstellung einer Hinweiskarte auf Naturgefahrenpotentiale als Entscheidungshilfe für eine Dringlichkeitsreihung bei Detailuntersuchungen und bei Planungen zu notwendigen Schutzmaßnahmen. Zielmaßstab ist in Tirol 1:20.000, in Bayern 1:25 000.

Über die Auswertung vorhandener Unterlagen und von Luft- und Satellitenbildern werden Erscheinungsbilder vergangener, relikter und aktueller, aktiver morphodynamischer Verhältnisse und Veränderungen erfaßt und durch stichprobenartige Geländebegehungen verifiziert und ergänzt. Diese Erhebungen erfolgen für die Prozeßgruppen Stürze, Gleiten und Fließen/Kriechen, für den linien- und flächenhaften Schurf durch Wasser, Schnee und andere Massenbewegungen sowie für Muren. Die Ergebnisse werden mit bestehenden Daten verschnitten und einer Plausibilitätsprüfung unterzogen. In der Folge werden Rückschlüsse aufgrund der Datenlage auf Gebiete gezogen, in welchen solche Erscheinungsbilder nicht

vorhanden sind. Über die Ausweisung von Verdachtsflächen für unterschiedliche Prozeßbereiche können dann auch Aussagen über Entwicklungen in Grabenbereichen gemacht werden.

Sowohl für das potentielle Wildbachgeschehen und die möglichen Abtragserscheinungen als auch bei einer Verschnaidung der ausgeschiedenen Prozeßgruppen mit der Nutzung oder geplanten Nutzungseingriffen lassen sich aus einer derartigen Erhebung direkte Gefahrenhinweise ableiten. Damit werden auch Prioritätszonen für Schutzmaßnahmen sichtbar.

SCHLUSSBEMERKUNG

Der Erforschung und Prävention von Massenbewegungen und Wildbachprozessen wird in den Alpenländern, insbesondere seit den Katastrophenereignissen von 1987, große Beachtung zuteil. Die Ergebnisse der diesbezüglichen Arbeiten müssen jedoch stärker als bisher ihren Einzug in die Praxis finden. Dabei sollte es das Ziel sein, neben der reinen Gefahrenabwehr verstärkt vorbeugende Maßnahmen zu verfolgen, die ökologisch verträglich, sozial gerecht und wirtschaftlich effizient sind. Aufgrund der Ereignisse vom Mai und Juni des Jahres 1999 sollten derartige Anstrengungen verstärkt unternommen werden.

LITERATUR

- Bunza, G. (1992). „Die Erfassung des aktuellen Abtragsgeschehens mit Hilfe geomorphologischer Kartierungen zur Beurteilung von potentiellen Gefahrenräumen.“ *Internationales Symposium INTERPRAEVENT 1992-Bern*. Vol. 6; 213-236.
- Bunza, G. (1993). „Massenbewegungen in alpinen Wildbachgebieten und der menschliche Einfluss darauf.“ *Geotechnik, Sonderheft zur 9. Nationalen Tagung für Ingenieurgeologie 1993-Garmisch-Partenkirchen*; 63-69.
- Heim, A. (1932): „Bergsturz und Menschenleben“. 1. Aufl. Zürich, Verlag Fretz & Wasmuth.
- Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft (1997): „Überschwemmung und Versicherung“. 77 p., München 1997.

**Tiefreichende Großhangbewegungen im Kristallin der Niederen Tauern, Ostalpen. -
Verbreitung, Typen und ihr Einfluß auf die Morphogenese alpiner Täler.**

Siegfried Willibald HERMANN und Leander Peter BECKER

*Karl-Franzens Universität Graz, Institut für Geologie und Paläontologie, Heinrichstraße 26,
A-8010 Graz.*

Email: siegfried.hermann@kfunigraz.ac.at

Tiefreichende Großhangbewegungen, mit den Erkennungsmerkmalen der Bergzerreißung und des Talzuschubes sind im polyphas- metamorphen Basement (Mittelostalpin) wie auch in phyllitischen Lithologien des Oberostalpin verbreitet. In den nördlichen Niederen Tauern konnten mehr als 35 sackungsähnliche Massenbewegungen identifiziert werden. Sie stehen häufig mit glazial übertieften Talabschnitten in Verbindung. In einigen Tälern sind bis zu 70% der glazial geformten Talflanken destabilisiert.

Lithologie, Lagerungsverhältnisse und Strukturinventar des Grundgebirges steuern Geometrie und Größe der Hanginstabilitäten. Nach physisch-morphologischen Kriterien können drei Grundtypen unterschieden werden: Hangbewegungen vom Type 1 treten vornehmlich in Granitgneisen und massigen Glimmerschiefern bis Quarziten auf und erreichen maximal 0,5 km² Ausdehnung. Im Kammbereich zeichnen en echelon orientierte Kluftgassen und hangparallele Depressionen gravitativ reaktivierte Großkluftsysteme nach. Hangbewegungen vom Typ 2 treten an gut foliierten Gneisen und Glimmerschiefern auf und kennzeichnen konvex profilierte Hänge mit ausgeprägten Merkmalen der Doppel- und Mehrfachgratbildung. Im Oberhang sind stets hangeinwärts fallende Gräben zu beobachten. Die morphologischen Strukturen verlaufen unabhängig vom präexistenten Trennflächengefüge. Assoziiert mit Doppelgraten und Kammtälern sind unter mesoskopischer wie auch makroskopischer Analyse alle Strukturmerkmale asymmetrischer Abschiebungen zu beobachten. Großhangbewegungen mit deutlichen Talzuschubsgeometrien unter Verminderung der Hangneigung sind Typ 3 zuzuordnen. Auf phyllitisch- und phyllonitischem Gebirge erreichen diese bis 10 km² Ausdehnung.

Tiefreichend destabilisierte Hänge stellen für die unmittelbaren Talabschnitte einen wesentlichen Faktor der Talgrundentwicklung dar. So lagern etwa im Umfeld von Typ 1 und Typ 2 häufig Fels- und Bergsturzaflagerungen, die zweifelsfrei von Abbruchnischen in Bereichen von Doppelgraten und Bergzerreißungen stammen. Im Kleinsölketal ist eine aktive Großrutschung (3 Mio km³) an die laterale Auflockerungszone einer Kammtal bildenden Doppelgratstruktur gekoppelt. Mächtige Kolluvialschürzen sowie Schuttfächer am Fuß, genährt von aktiven Plaikensystemen, kennzeichnen gesteigerte Denudationsraten instabiler Hangbereiche. Bergsturzsedimente und Schuttfächer bilden natürliche, temporale Talsperren und stehen mit Staubeckensedimenten in Verbindung. An Typ 3 Großhangbewegungen treten in tiefgründig entfestigtem und verwittertem Gebirge Sekundärrutschungen auf, an den übersteilten Talzuschubsstirnen sind murganggefährdete Erosionsrinnen zu beobachten.

Die Langzeitaktivität großer und tiefreichender Hangdeformationen mit den Begleiterscheinungen sekundärer Massenumlagerungen führt zu gesteigerter Akkumulation von Lockersedimenten, die die Torrentialität hochalpiner Vorflutssysteme erhöhen.

Die Erfassung von Massenbewegungen im Gebirge mittels satellitengetragener Radar Interferometrie

Helmut Rott, Andreas Siegel und Andrea Fischer
Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck

Abbildende Radarsysteme (SAR) ermöglichen die flächenhafte Erfassung von Bewegungen an der Erdoberfläche aus der Phasenverschiebungen der reflektierten Radarsignale, die zu zwei verschiedenen Terminen aufgenommen werden. Im Rahmen eines Projekts des Forschungsprogramms zur International Decade for Natural Disaster Reduction (IDNDR) der ÖAW wurden Methoden der Differentiellen Radar Interferometrie (DINSAR) entwickelt, mit denen man geringfügige Bewegungen an Berghängen aus Satellitenmessungen ableiten kann. Grundlage der Untersuchungen sind SAR Daten der europäischen Fernerkundungssatelliten ERS-1 und ERS-2. Anhand von Fallstudien wurden zunächst prinzipiell Möglichkeiten und Grenzen der Anwendbarkeit untersucht. Um die Einsatzmöglichkeit von DINSAR zur Überwachung von Massenbewegungen im alpinen Raum zu klären, wurde ein umfangreicher Datensatz von ERS SAR Bildern der österreichischen Alpen analysiert. Phasenkohärenz ist eine wesentliche Voraussetzung für die Erzeugung eines Interferogramms aus zwei SAR Bildern. Um bei Kriechbewegungen an Hängen eine meßbare Phasenverschiebung zu erhalten, ist eine Zeitspanne von zumindest einigen Monaten zwischen den beiden SAR Aufnahmen notwendig. Untersuchungen des Kohärenzverhaltens haben gezeigt, daß in alpinem Gelände oberhalb der Waldgrenze die Phasenbeziehung über Jahresintervalle erhalten bleibt, falls die Oberflächen schneefrei sind. Bei dichter Vegetation geht die Phasenbeziehung jedoch innerhalb weniger Tage verloren.

Als Beispiele für den Einsatz von DINSAR werden Bewegungsanalysen für den Hang Hochmais über dem Gepatschstausee, Kaunertal, und für verschiedene Blockgletscher in den Ötztaler Alpen vorgeführt. Für den Hang Hochmais wurden aus ERS SAR Daten Bewegungskarten für den Zeitraum von Juli 1992 bis August 1998 in ein- bzw. zweijährigen Intervallen abgeleitet. Die Analysen zeigen, daß sich die Kriechbewegung über den ganzen Hang mit einer Höhe von etwa 1000 m erstreckt, wobei ein Maximum der Geschwindigkeit im unteren Hangbereich, und ein zweites Maximum etwa 200 Höhenmeter unter dem Gipfelgrat zu erkennen ist. Die Bewegungsraten weisen deutliche Unterschiede von Jahr zu Jahr auf, die in klarem Zusammenhang mit der Intensität des Sommerniederschlags stehen. Im untersten Hangbereich ist die interferometrische Analyse nicht möglich, da die Phase auf Grund der Bewaldung dekorreliert. Für die Analyse von Blockgletschern wurden Interferogramme fünfwöchiger Zeitintervalle verwendet. Da die Störung durch Vegetation wegfällt, ist das Signal langfristig kohärent. Ein Problem können jedoch Rotation oder Deformation im Sub-Pixelbereich (< 30 m) bereiten.

Die Untersuchungen, die im Rahmen des ÖAW Projekts für Testgebiete in den Tiroler Zentralalpen und in der südisländischen Vulkanzone durchgeführt wurden, lieferten wesentliche Information, um die Möglichkeiten und Grenzen von DINSAR abzuschätzen. Die größten Einschränkungen resultieren aus dem Kohärenzverhalten der jeweiligen Oberfläche. Während Waldgebiete und schneebedeckte Flächen nur interferometrische Analysen über kurze Zeiträume erlauben, ist die Anwendung im Hochgebirge mit SAR Aufnahmen aus dem Sommer über Jahresintervalle möglich. Die geplante Weiterentwicklung der Methoden in Hinblick auf Fusion multipler Interferogramme läßt in Zukunft eine Erweiterung der Einsatzmöglichkeiten erwarten.

Vortrag am 14.10.1999 17:40 – 18: 20

Aktive Blockgletscher als Transportsysteme für Schuttmassen im Hochgebirge: Der Reichenkar Blockgletscher in den westlichen Stubaier Alpen

Karl Krainer und Wolfram Mostler
Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck
Innrain 52

Einleitung

Aktive Blockgletscher sind lappen- bis zungenförmige Körper aus gefrorenem Lockermaterial (Verwitterungsschutt, Moränenmaterial) und Eislinsen bzw. Eiskörpern, die sich langsam hangabwärts bewegen. Die Bewegung ist vor allem auf Kriechprozesse als Folge der internen Deformation des Eises zurückzuführen, vermutlich spielt auch basales Gleiten eine gewisse Rolle. Blockgletscher zählen zu den auffallendsten und häufigsten morphologischen Erscheinungsformen des Hochgebirges. Sie sind in den Ostalpen, insbesondere in den Zentralalpen, oberhalb ca. 2500 m Seehöhe weit verbreitet. Hinsichtlich ihrer Entstehung werden sie einerseits als reine Permafrosterscheinungen betrachtet (Haeberli 1985, 1990; Barsch 1987a, 1987b, 1992, 1996), können aber auch aus zurückschmelzenden, schuttbedeckten Kargletschern entstehen (Outcalt und Benedict 1965; White 1971; Potter 1972; White 1976; Johnson und Lacasse 1988; Whalley und Martin 1992; Clark et al. 1994; Whalley et al. 1994; Humlum 1996; Ackert 1998; Potter et al. 1998; Whalley und Palmer 1998; Shroder et al. 2000).

Während aus den Westalpen, insbesondere den Schweizer Alpen, bereits zahlreiche Detailstudien über aktive Blockgletscher vorliegen (Zusammenfassungen in Haeberli 1985; Barsch 1996), sind in den Ostalpen bislang nur wenige Blockgletscher näher untersucht worden, moderne Untersuchungen fehlen weitgehend (siehe Lieb 1996).

Bedeutung aktiver Blockgletscher

In den letzten 150 Jahren haben als Folge der globalen Erwärmung die Alpengletscher ungefähr ein Drittel ihrer Fläche und die Hälfte ihrer Masse verloren, da die Schneegrenze um 100 m angestiegen ist (Haeberli 1996). Während die Veränderungen der Alpengletscher seit über hundert Jahren aufgezeichnet werden und daher gut bekannt sind, sind Veränderungen an aktiven Blockgletschern in diesem Zeitraum nahezu unbekannt, vor allem deshalb, weil das Eis der aktiven Blockgletscher unter einer mehr oder weniger dicken, ungefrorenen Schuttlage verborgen und daher direkten Beobachtungen und Untersuchungen nur schwer zugänglich ist.

In den zahlreichen aktiven Blockgletschern der Alpen sind derzeit noch große Schuttmassen stabilisiert, indem sie gefroren sind. Eine fortschreitende Erwärmung könnte allerdings in den periglazialen Bereichen des Hochgebirges durch das fortschreitende Abschmelzen des Eises in den aktiven Blockgletschern in Zukunft zu einer beträchtlichen Zunahme von Massenbewegungen (Murgängen, Hangrutschungen, Felsstürzen etc.) führen und dadurch Straßen, Seilbahnen, Schipisten und andere Einrichtungen im hochalpinen Raum gefährden. Beispiele aus den Schweizer Alpen (Haeberli 1990, 1995, 1996; Käab et al. 1996) und jüngst auch aus den österreichischen Alpen (Kaunertal, Stubaier Gletscher u.a.) verdeutlichen diese Problematik.

Der aktive Blockgletscher im Inneren Reichenkar

Das Innere Reichenkar liegt ca. 3 km südlich von Gries im Sulztal in den westlichen Stubaier Alpen (vgl. Abbildung 1). Dieses Kar wird von einem großen, zungenförmigen, aktiven

Blockgletscher eingenommen, der in der vorliegenden Arbeit als Reichenkar Blockgletscher bezeichnet wird.

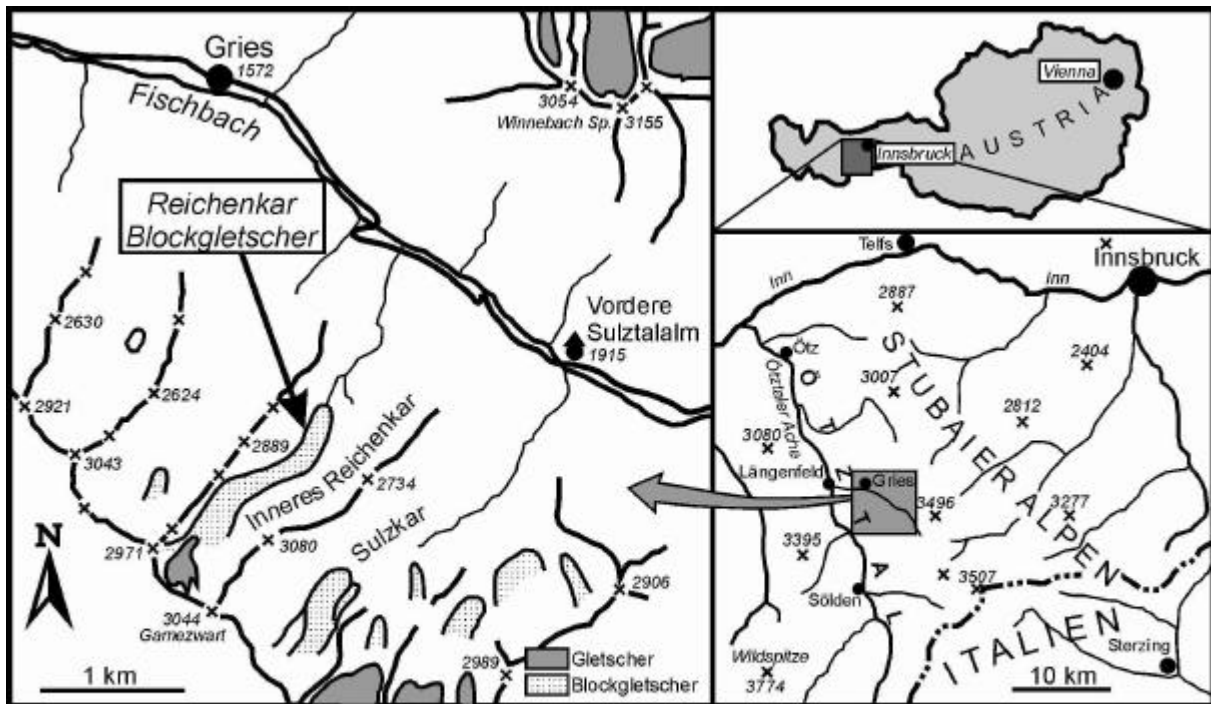


Abb. 1: Übersichtskarte mit Lage des untersuchten Blockgletschers im Inneren Reichenkar, westliche Stubai Alpen.

Im hintersten Teil des Inneren Reichenkares befindet sich ein kleiner, schutfreier Kargletscher, der in einer ungefähr 5 m tiefen Depression in den Blockgletscher übergeht. Diese Depression ist in den Sommermonaten 1999/2000 durch das starke Abschmelzen des unter einer geringmächtigen Schuttdecke vorhandenen Gletschereises, vermutlich durch Thermokarstprozesse, zusätzlich um bis zu 5 m eingesunken. In dieser Depression in ca. 2730 m Seehöhe ist deutlich zu erkennen, dass das Gletschereis unter die Schuttmassen des Blockgletschers hineinzieht. Im Sommer 2000 ist ca. 100 m nördlich der Depression durch das Einstürzen eines Schmelzwassertunnels massives Eis unter einer ca. 2 m mächtigen Schuttlage zum Vorschein gekommen, und zwar auf einer Länge von ca. 10 m und in einer Mächtigkeit bis zu 3 m. Das Eis war grobkörnig, und deutlich geschichtet, enthielt nur entlang einer horizontalen Scherfläche feinkörniges Material (Abbildung 2).



Abbildung 2: Aufschluß von massivem Gletschereis, das unter einer ca. 2 m mächtigen Schuttbedeckung freigelegt wurde. (ca. 100 m nördlich der Depression; Foto 26.8.2000)

Der Blockgletscher wird hauptsächlich aus den steilen, östlichen Karwänden mit Verwitterungsschutt versorgt. Die Schutfahnen ziehen vom Wandfuß zum Blockgletscher hinunter, biegen bei Erreichen des Blockgletschers um und bilden schließlich am Blockgletscher markante longitudinale Rücken und Vertiefungen.

Der steile mittlere Abschnitt ist durch eine unruhige Oberfläche charakterisiert, hervorgerufen durch besonders aktive Schuttloben und mehrere quer zur Fließrichtung ausgerichtete, schuttverfüllte Spalten. Der relativ flache Zungenbereich weist an der Oberfläche zahlreiche transversale Loben auf.

Der Blockgletscher ist 1400 m lang, im oberen Teil bis zu 260 m, im mittleren und unteren Teil 170 – 190 m breit und bedeckt eine Fläche von 27 ha. Die ca. 40° steile und über 30 m mächtige Stirn endet in einer Seehöhe von 2310 m und überfährt eine Almwiese. Am Fuße der Stirn entspringt eine Blockgletscherquelle, an der nahezu die gesamte Schmelzwassermenge des Blockgletschers zutage tritt.

Der Festgesteinsuntergrund im Einzugsgebiet des Blockgletschers setzt sich aus SE-NW-streichenden, steil nach Norden einfallenden, stark geklüfteten und von zahlreichen Störungen durchzogenen Amphiboliten und Eklogiten zusammen. Im Kammbereich und entlang von Störungen sind diese Gesteine infolge der Frostverwitterung stark aufgelockert, was zu einem starken Schuttanfall führt. Der Blockgletscher besteht daher ausschließlich aus Amphibolit- und Eklogitschutt (Abbildung 3 und Abbildung 10).

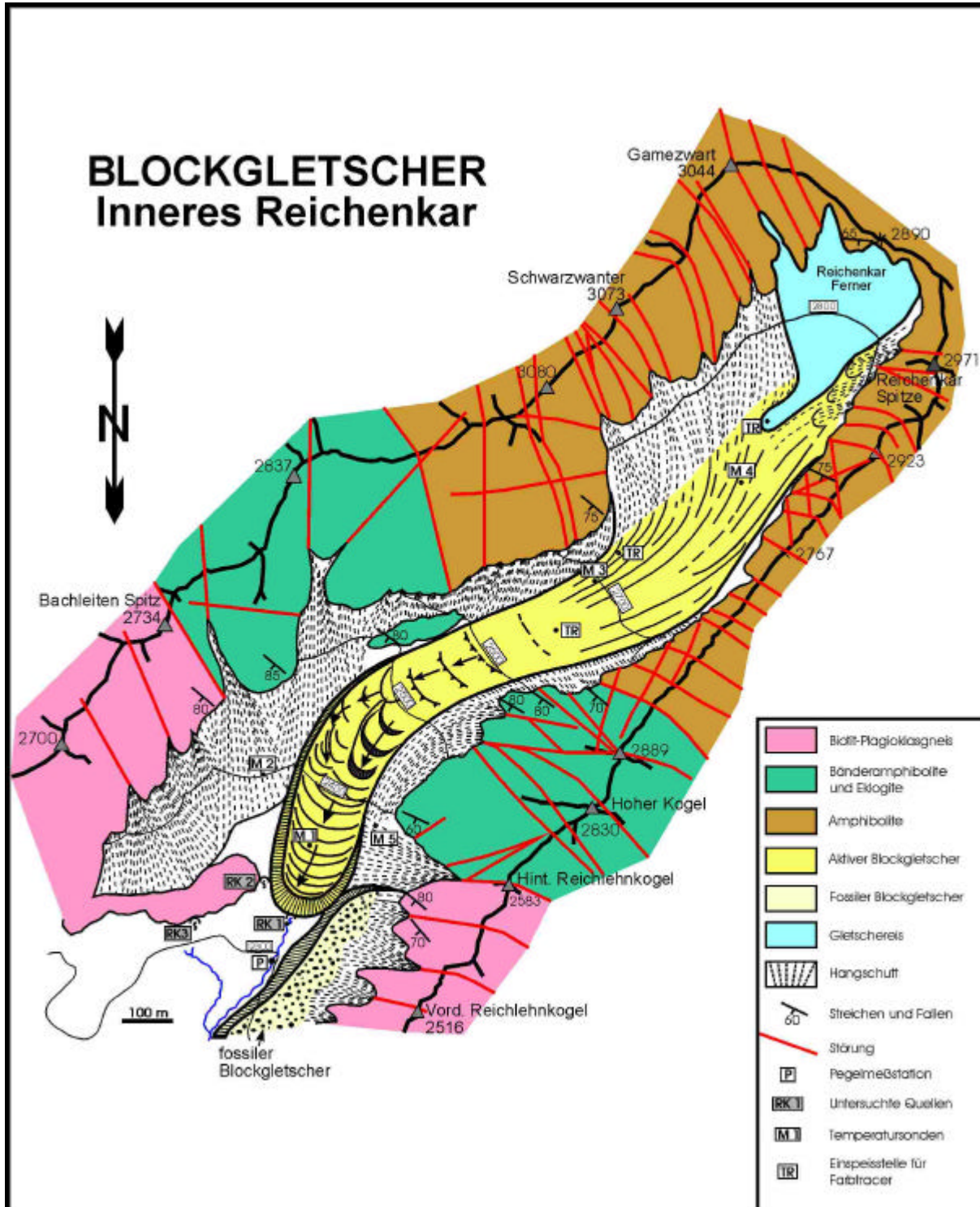


Abb. 3: Geologisch-morphologische Karte des Blockgletschers im Inneren Reichenkar

Korngrößenverteilung

Die Schuttlage aktiver Blockgletscher setzt sich häufig aus zwei Horizonten zusammen: einem grobkörnigen Horizont mit wenig bis keinem Feinanteil an der Oberfläche, unterlagert

von einer feinkörnigeren Lage mit einem höheren Feinanteil (Domaradzki 1951; Wahrhaftig und Cox 1959; Potter 1972; Giardino und Vick 1987). Bei den meisten Blockgletschern bewegt sich die Korngröße an der Oberfläche im dm-Bereich (Giardino und Vick 1987; Shroder 1987; Barsch 1996).

Am Reichenkar Blockgletscher variiert die Korngröße an der Oberfläche recht stark, besonders im flachen Zungenbereich wechseln grobkörnige Bereiche mit feinkörnigeren Bereichen, die oft einen hohen Feinanteil aufweisen.

Im Detail wurde die Korngröße an drei Stellen gemessen (Abbildung 4). Im oberen Teil auf 2700 m SH liegen die meisten Gerölle zwischen 25 und 50 cm (längster Gerölldurchmesser), die durchschnittliche Korngröße liegt bei 37 cm.

An einer sehr grobkörnigen Stelle im Zungenbereich liegt der Korndurchmesser meist zwischen 50 und 100 cm (durchschnittliche Korngröße 68 cm), an einer etwas feinkörnigeren Stelle zwischen 25 und 50 cm (durchschnittliche Korngröße 32 cm).

Eine Siebanalyse an zwei feinkörnigen Proben ergab eine Korngrößenverteilung ähnlich wie bei Grundmoränen, die Werte der Sortierung (inclusive graphic standard deviation; Folk und Ward 1957) lagen bei 3.70 und 2.89 (sehr schlecht sortiert). Ähnliche Korngrößenverteilungen berichten Barsch et al. (1979) und Haerberli (1985) vom Gruben Blockgletscher, sowie Giardino und Vick (1987).

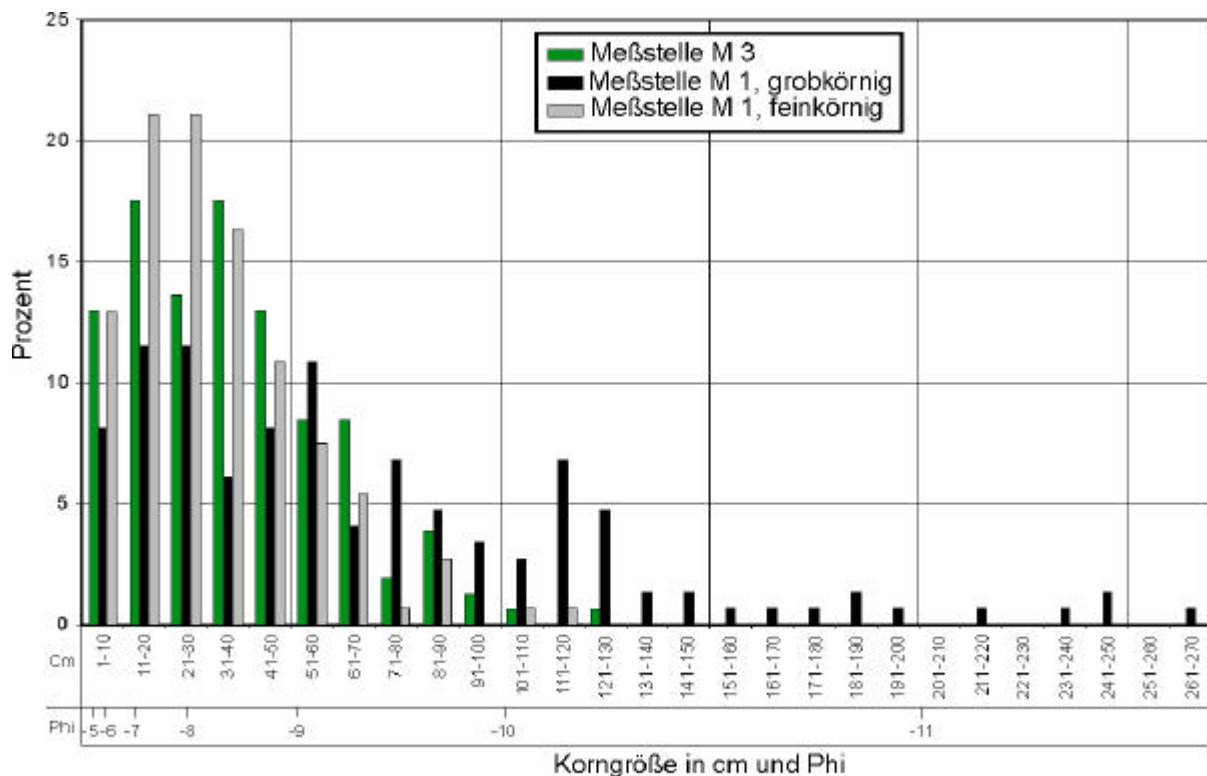


Abb. 4: Korngrößenverteilung an der Oberfläche der Schuttlage an drei verschiedenen Meßstellen.

Temperaturverhalten der Schuttlage

Die meisten Daten über das thermische Verhalten von aktiven Blockgletschern stammen von Temperaturmessungen, die in Bohrlöchern innerhalb des gefrorenen Teiles (Permafrost) durchgeführt wurden (Barsch et al. 1979; Johnson und Nickling 1979; Haerberli 1985; Vonder Mühl und Haerberli 1990; Vonder Mühl 1993; Vonder Mühl et al. 1998). Über das thermische Verhalten der ungefrorenen Schuttlage gibt es nach wie vor nur wenig Information. Temperaturdaten von der Basis der ungefrorenen Schuttlage sind in den Arbeiten von Vonder Mühl (1993) und Vonder Mühl et al. (1998) enthalten. Jüngst hat Humlum

(1997) eine ausführliche Studie über das thermische Verhalten der ungefrorenen Schuttlage an drei aktiven Blockgletschern in Grönland veröffentlicht.

Zur Untersuchung des Temperaturverhaltens wurden an folgenden drei Stellen Temperatursonden (Optic Stow Away Temperature Logger, Onset Computer Corporation) installiert:

Meßstelle M 1 im Bereich der Zunge (2340 m) in 90, 50 und 20 cm Tiefe

Meßstelle M 3 im oberen Teil (2700 m) in 100 und 150 cm Tiefe

Meßstelle M 4 im Bereich der Wurzelzone (2730 m) in 70 cm Tiefe

Die Sonden wurden Anfang Juli 1997 installiert, das Messintervall beträgt 2 Stunden, die Messgenauigkeit liegt bei $\pm 0.2^\circ\text{C}$.

Die bisherigen Messungen haben gezeigt, dass das Temperaturverhalten der ungefrorenen Schuttlage sehr komplex ist und von mehreren Parametern bestimmt wird. Insbesondere in den Sommermonaten sind ausgeprägte saisonale und bei Schönwetter auch tägliche Schwankungen im Temperaturverlauf zu beobachten (Abbildung 5).

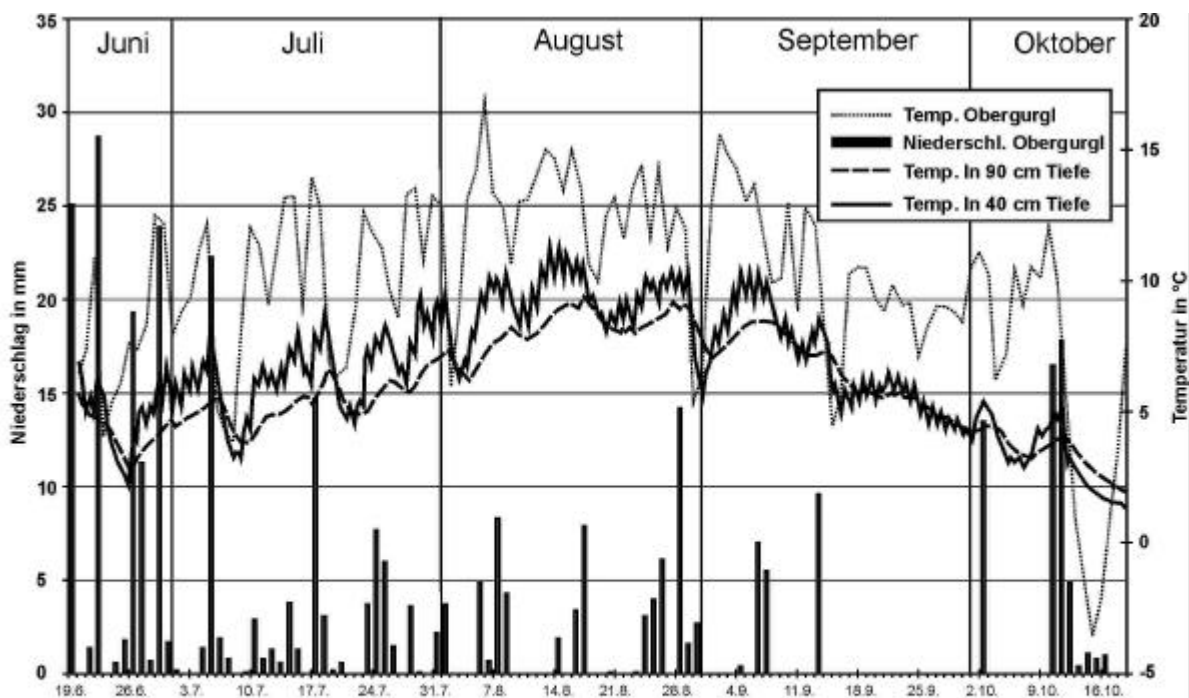


Abb. 5: Temperaturverlauf in der Schuttlage des Blockgletschers Inneres Reichenkar im Bereich der Zunge (Meßstelle M1) in 90 und 40 cm Tiefe im Sommer 1997 (Meßintervall 2 Stunden). Eingetragen sind auch Temperatur (Tagesmittel) und Niederschlag der Station Obergurgl.

An Schönwettertagen werden die geringsten Temperaturen am späten Vormittag, zwischen 10:00 und 12:00 Uhr erreicht, während die höchsten Temperaturen am späten Abend, je nach Tiefe zwischen 18:00 und 24:00 Uhr auftreten. Mit zunehmender Tiefe nimmt die Temperatur sehr rasch ab, und ab einer Tiefe von 100 – 150 cm sind auch keine Tagesschwankungen mehr erkennbar.

Kaltlufteinbrüche im Sommer führen zu einer starken Temperaturabnahme in der Schuttlage, die Temperatur kann bis unter den Gefrierpunkt absinken. Häufig ist dabei eine Temperaturinversion festzustellen, in geringer Tiefe (30 – 50 cm) ist es kälter als in größerer Tiefe (100 – 150 cm). Das Temperaturminimum wird in größerer Tiefe mit einer entsprechenden Zeitverzögerung von einigen Stunden erreicht, die kalte Luft kann also nur sehr langsam in die Schuttlage eindringen.

Insgesamt zeigen die bisherigen Messungen, dass das Temperaturverhalten vor allem von folgenden Parametern bestimmt wird: (a) von der Dauer der winterlichen Schneedecke: solange der Blockgletscher von Schnee bedeckt ist, liegen die Temperaturen in der Schuttlage unter der Schneedecke ständig knapp unter dem Gefrierpunkt. (b) bestimmend in den Sommermonaten ist vor allem der Witterungsablauf, insbesondere die Temperatur der atmosphärischen Luft, weiters die (c) Mächtigkeit der ungefrorenen Schuttlage und des darunter liegenden gefrorenen Bereiches (Eisanteil und dessen Eigenschaften), die (d) Korngröße und Korngrößenverteilung der Schuttlage (davon abhängig die Porosität und Permeabilität), (e) die Exposition (schattig, sonnenbeschienen), und (f) möglicherweise spielt auch der Wind eine gewisse Rolle. Ähnliche Ergebnisse lieferten auch Untersuchungen an aktiven Blockgletschern im Gößnitztal (Schobergruppe; Krainer & Mostler in Druck).

BTS-Messungen

Die Methode der BTS-Messungen (Temperatur an der Basis der winterlichen Schneedecke) geht auf (Haeberli 1973) zurück. Die BTS-Methode basiert auf der isolierenden Wirkung einer dickeren Schneedecke (0.8 – 1m), die die Schuttlage vor dem Einfluß von kurzfristigen atmosphärischen Temperaturschwankungen schützt. Daher sind an der Basis der winterlichen Schneedecke auch keine Tagesschwankungen im Temperaturgang festzustellen (Haeberli 1985). Nach Barsch (1996) bewegen sich die Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke auf aktiven Blockgletschern meist zwischen -3 und -5°C . Nach Haeberli (1985) bleibt die Temperatur dabei in den Monaten Februar und März bei Schneehöhen von über 1 m sehr stabil (Abbildung 6).

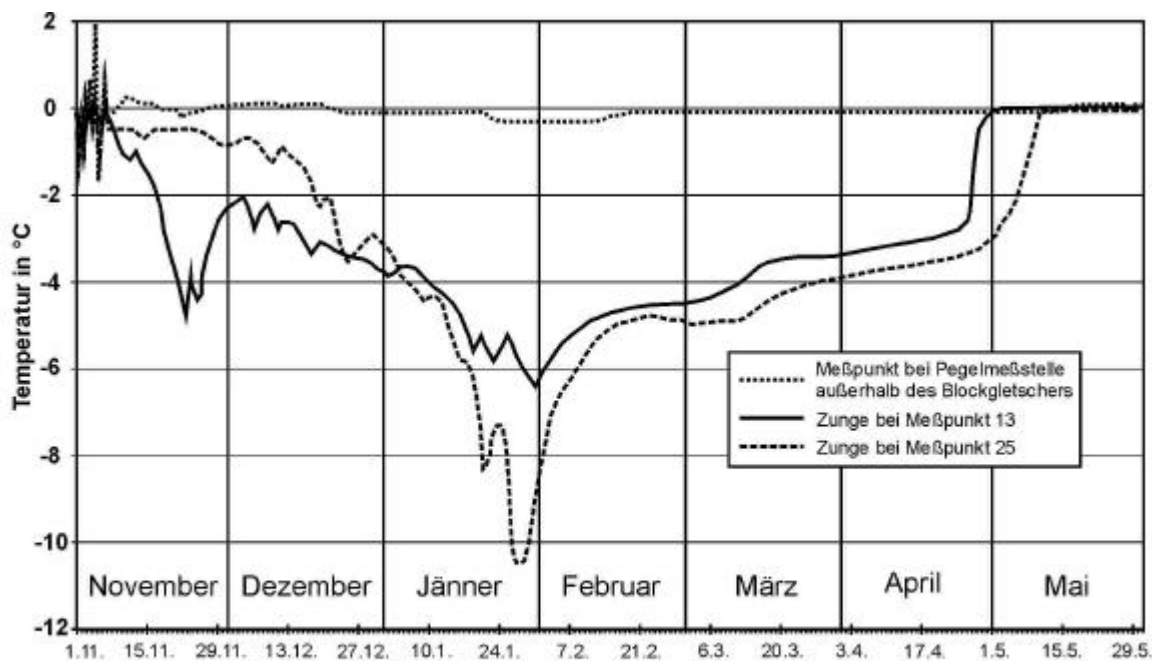


Abb. 6: Temperaturverlauf an der Basis der winterlichen Schneedecke am Blockgletscher (Zunge bei GPS-Meßpunkt 13 und 25) und außerhalb des Blockgletschers bei der Pegelmeßstelle

Außerhalb von aktiven Blockgletschern und Permafrostböden bewegt sich dagegen die Temperatur an der Basis der winterlichen Schneedecke meist zwischen 0 und -1.5°C .

Am Blockgletscher im Reichenkar wurden an der Basis der winterlichen Schneedecke folgende Tiefstwerte erreicht:

Im Winter 1997/98 bei Punkt 13 $-4,82^{\circ}\text{C}$ am 23.3 ($-2,97^{\circ}\text{C}$ in 90 cm Tiefe am 29.3.)

Im Winter 1998/99 bei Punkt 13 $-7,46^{\circ}\text{C}$ am 2.2. ($-5,91^{\circ}\text{C}$ in 70 cm Tiefe und $-5,37^{\circ}\text{C}$ in 140 cm Tiefe am 16.2.). Im Hangschutt westlich der Zunge lagen die BTS-Werte von Dezember bis April meist zwischen -1°C und -2°C , der Tiefstwert von $-2,73^{\circ}\text{C}$ wurde im Februar erreicht. In 90 cm Tiefe sank die Temperatur von $-0,4^{\circ}\text{C}$ in Dezember auf $-1,57^{\circ}\text{C}$ Anfang März. Im Frühjahr 1999 setzte im Bereich der Zunge die Schneeschmelze Mitte Mai ein.

Im Winter 1999/00 wurde bei Punkt 25 am 27. und 28.1. ein Tiefstwert von $-10,5^{\circ}\text{C}$ und bei Punkt 4 ein Tiefstwert von $-6,4^{\circ}\text{C}$ am 31.1. erreicht.

Außerhalb der Zunge, bei der Pegelmeßstation, lagen die BTS-Werte den ganzen Winter hindurch nur knapp unter dem Gefrierpunkt, bewegten sich zwischen $-0,1$ und $-0,3^{\circ}\text{C}$. Auch östlich der Zunge, ca. 10 m vom Blockgletscher entfernt, bewegten sich die BTS-Daten den ganzen Winter hindurch um den Gefrierpunkt.

Die Schneeschmelze setzte im Frühjahr bereits Ende April ein, die Dauer der Schneedecke reichte bis Ende Mai.

Die BTS-Messungen im Reichenkar bestätigen die bisherigen Ergebnisse von anderen Blockgletschern (siehe auch Ishikawa & Hirakawa 2000 sowie Krainer & Mostler, in Druck):

- 1) Auf aktiven Blockgletschern treten an der Basis der winterlichen Schneedecke deutlich tiefere Temperaturen auf als auf permafrostfreiem Untergrund.
- 2) Die tiefsten Temperaturen treten jeweils an der Basis der Schneedecke auf, in der Schuttlage nimmt mit zunehmender Tiefe die Temperatur leicht zu.
- 3) Unterhalb einer mächtigeren Schneedecke treten keine Tageszyklen im Temperaturgang auf.
- 4) Die tiefsten Temperaturen werden je nach Witterungsablauf zu unterschiedlichen Zeitpunkten erreicht, meist zwischen Ende Jänner und Ende März. Interessant ist die Feststellung am Reichenkar Blockgletscher, daß auf ein und demselben Blockgletscher die Tiefstwerte an verschiedenen Punkten zu verschiedenen Zeiten erreicht wurden.
- 5) Die Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke bleiben nicht konstant (Haeberli 1985), sondern sind deutlichen Schwankungen von einigen Grad Celsius ausgesetzt. Diese Schwankungen werden vom Witterungsablauf (Kalt- und Warmlufteinbrüche) hervorgerufen (Krainer & Mostler, in Druck).

Hydrologie-Abflußverhalten

Über das Abflußverhalten aktiver Blockgletscher liegen nur wenige Daten vor (Corte 1976; Johnson 1981; Evin und Assier 1983; Gardner und Bajewsky 1987; siehe Zusammenfassungen in Haeberli 1985 und Barsch 1996).

Zur Untersuchung des Abflussverhaltens wurde im Bach ca. 70 m unterhalb der Blockgletscherquelle Ende Mai 1997 eine automatische Pegelmessstelle (Abbildung 7) errichtet (Details siehe Krainer und Mostler, in Druck).



Abbildung 7: Automatische Registrier- und Datensamlereinheit für Druck-, Leitfähigkeits- und Temperatursonden

Das Abflußverhalten des Reichenkar-Blockgletschers (Abbildung 8) ist durch ausgeprägte saisonale und tägliche Schwankungen charakterisiert (Krainer und Mostler, in Druck).

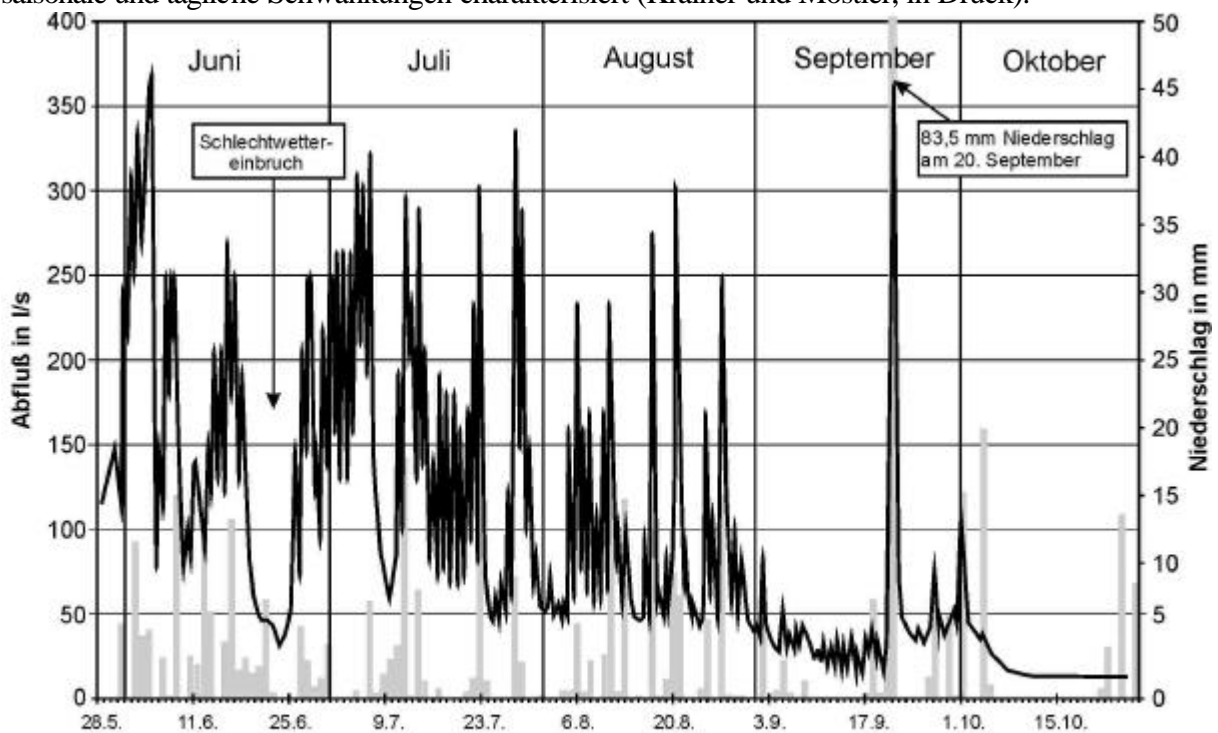


Abb. 8: Abflußganglinie bei der Pegelmeßstation (Meßintervall 30 min.) und Niederschlag der Station Obergurgl für den Zeitraum vom 28. Mai bis 29. Oktober 1999.

Mit Beginn der Schneeschmelze, die meist im Mai einsetzt, springt auch die Blockgletscherquelle an. Anfang Juni ist ein starker Anstieg im Abfluß innerhalb von wenigen Tagen von $< 50\text{l/s}$ auf bis zu $> 300\text{l/s}$ zu beobachten.

Spitzenabflüsse im Spätfrühling und Frühsommer werden durch Schneeschmelze und Niederschlagsereignisse verursacht, im Spätsommer und Herbst ausschließlich durch Niederschlagsereignisse. Schlechtwettereinbrüche mit Schneefall im Sommer verursachen kurzfristig einen starken Rückgang im Abfluß.

Der Abfluß ist generell hoch, solange der Blockgletscher von Schnee bedeckt ist. Nach Abschmelzen der Schneerücklagen des vergangenen Winters geht auch der Abfluß stark zurück, bis schließlich im Dezember die Blockgletscherquelle völlig versiegt bzw. zufriert.

An Schönwettertagen sind im Spätfrühling und Frühsommer ausgeprägte Tagesschwankungen im Abfluß zu beobachten, die im Juni und Juli bis zu 150l/s ausmachen. Im August und September nehmen die Tagesschwankungen stark ab, gehen auf unter 50l/s zurück.

Die geringsten Abflusswerte werden dabei jeweils zwischen 11:00 und 12:00 Uhr registriert, die Abflussspitzen gegen 22:00 Uhr.

Ein Großteil des Schmelzwassers stammt aus dem oberen Abschnitt des Blockgletschers und vom Kargletscher. Tracerversuche haben ergeben, dass das Wasser für die Strecke von der Depression bis zur Quelle (Entfernung 1400 m) $6,5$ Stunden braucht, was einer durchschnittlichen Fließgeschwindigkeit von $3,54\text{ m/min}$. entspricht. Dies erklärt die zeitliche Verzögerung von Abflussminimum und -maximum bei der Blockgletscherquelle.

Trotz starker Abflussschwankungen bleibt die Wassertemperatur der Blockgletscherquelle den ganzen Sommer hindurch konstant knapp unter 1°C , was darauf hinweist, dass die Schmelzwässer bis kurz vor dem Quellaustritt in Kontakt mit Eis fließen.

Dagegen zeigt die elektrische Leitfähigkeit an der Blockgletscherquelle deutliche Schwankungen in Abhängigkeit von der Abflussmenge. Je höher der Abfluß, umso geringer ist die Leitfähigkeit. Im Spätfrühling und Frühsommer (Mai bis Juli) liegt die Leitfähigkeit bei $20 - 40\ \mu\text{S/cm}$, im August und September zwischen 40 und $70\ \mu\text{S/cm}$, und im Oktober und November, bei sehr geringen Abflussmengen zwischen 70 und $100\ \mu\text{S/cm}$.

Die geringen Leitfähigkeitswerte bei hohen Abflussmengen weisen darauf hin, dass es sich zum Großteil um Schmelzwasser handelt (Schnee- und Eisschmelze). Hohe Leitfähigkeitswerte während Perioden geringer Abflussraten zeigen, dass es sich beim Wasser hauptsächlich um Grund- und Bergwasser handelt (siehe Krainer & Mostler, in Druck).

Bewegungsraten

Zur Untersuchung des Bewegungsverhaltens des aktiven Blockgletschers im Reichenkar wurden am Blockgletscher insgesamt 46 markierte Meßpunkte (größere Felsblöcke mit eingemeißelten und mit roter Farbe markierten Meßmarken) sowie 5 außerhalb des Blockgletschers liegende Fixpunkte mit dem Satellitennavigationssystem GPS (Global Positioning System) eingemessen. Die erste Messung („Nullmessung“) erfolgte vom 28.-30. Juli 1997, die erste Nachmessung wurde Ende Oktober 1997 durchgeführt, wobei witterungsbedingt nur die Meßpunkte $1 - 37$ nachgemessen werden konnten (Zunge und unterer Abschnitt der Steilstufe). Die zweite Nachmessung aller Punkte erfolgte am 29. und 30. Juli 1998 (Abbildung 9).

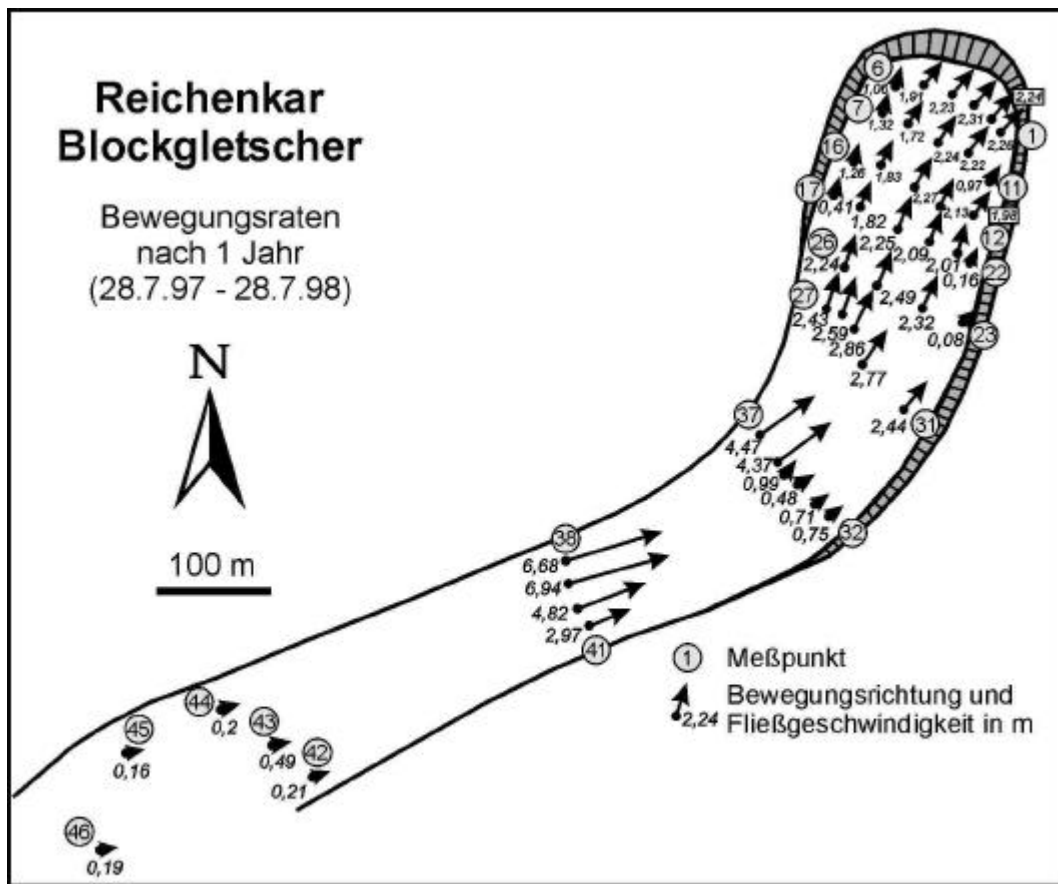


Abb. 9: Bewegungsraten nach einer Meßperiode von einem Jahr (28.7.97 - 28.7.98)

Die meisten aktiven Blockgletscher zeigen jährliche Bewegungsraten von einigen cm bis 1 m (Haerberli 1985), meist liegen sie deutlich unter 1 m (Whalley und Martin 1992). Nach Barsch (1996) liegen die Werte zwischen 1-2 cm (Minimum) und 100 – 200 cm (Maximum). Höhere Fließbewegungen sind sehr selten und meist auf spezielle topographische Verhältnisse (extrem steiles Gefälle im Stirnbereich) zurückzuführen. Die bislang höchsten Fließbewegungen wurden am Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar mit 5m/Jahr gemessen (Victoris 1972).

Aus Luftbildvergleichen (Luftbilder 1954 und 1990) konnte für diesen Zeitraum von 36 Jahren für den Reichenkar-Blockgletscher ein Vorstoß der Zunge um insgesamt ca. 23 m ermittelt werden, was einer durchschnittlichen jährlichen Bewegungsrate von 0.64 m entspricht. Die GPS-Messungen ergaben eine deutlich höhere Fließgeschwindigkeit. Offensichtlich hat die Fließgeschwindigkeit in den letzten Jahren erheblich zugenommen.

Generell ergaben die Messungen hohe Bewegungsraten für die Zunge, extrem hohe Bewegungsraten für den Steilbereich und niedrige Bewegungsraten für den oberen, flachen Bereich (Chesi et al. 1999).

1. Meßperiode (3 Monate)

Von Ende Juli bis Ende Oktober 1997 (3 Monate) konnten folgende Bewegungen festgestellt werden:

Im Zungenbereich 36 – 57 cm, wobei im zentralen Bereich die höchsten Bewegungen auftreten. An den Rändern waren die Bewegungen deutlich geringer.

Am Fuß der Steilstufe lagen die Bewegungen zwischen 50 und 70 cm. Die Profilverihe 32 – 37 zeigte folgende Ergebnisse: 32 bis 35 relativ geringe Bewegungsraten (10 – 33 cm), die

Punkte 36 und 37 dagegen sehr hohe Bewegungsraten von 104 cm (> 1 cm/Tag). Diese beiden Meßpunkte liegen auf einem sehr aktiven Lobus am Blockgletscher.

2. Meßperiode (1 Jahr)

Nach einem Jahr konnten bei fast allen Meßpunkten beträchtliche Bewegungsraten festgestellt werden. Die Bewegungsraten liegen im Zungenbereich bei 2 m (1.72 – 2.49 m), am Westrand sind sie geringer (0.41 – 1.32), am Ostrand (inaktiver Wall) sehr gering, Punkt 23 bewegte sich um 8 cm, Punkt 22 um 16 cm.

Am Fuß der Steilstufe (Meßpunkte 27 – 31) wurden Bewegungen zwischen 2.43 und 2.86 m festgestellt.

Interessant war wieder die Meßreihe 32 – 37. Die Punkte 32 – 35 zeigten relativ geringe Bewegungen von 0.48 bis 0.97 m, während Punkt 36 mit 4.37m und Punkt 37 mit 4.47m bereits sehr hohe Bewegungsraten aufweisen.

Die höchsten Bewegungsraten zeigen die beiden Punkte 38 und 39 mit 6.68 und 6.94m (fast 2 cm/Tag). Das sind die bislang höchsten Bewegungsraten, die auf einem Blockgletscher gemessen wurden.

Im oberen, wiederum flachen Abschnitt des Blockgletschers (Meßpunkte 42 – 46) sind dagegen die Bewegungsraten sehr gering (0.16 – 0.49 m).

Zusammenfassung

Der Reichenkar Blockgletscher weist eine Reihe von morphologischen Merkmalen auf, die eindeutig belegen, dass dieser Blockgletscher sich aus einem stark schuttbedeckten Kargletscher entwickelt hat (Krainer & Mostler 2000). Vor allem im Bereich der Depression, die in den letzten beiden Sommern stark eingesunken ist, ist klar zu erkennen, dass das Gletschereis unter den Blockgletscher hineinzieht. Dieses Gletschereis kam im Sommer 2000 ca. 100 m nördlich der Depression zum Vorschein. Im Sommer 1997 war auch im steilen mittleren Abschnitt massives Gletschereis aufgeschlossen.

Die Korngrößenverteilung der Schuttlage, von wesentlicher Bedeutung für das thermische Verhalten und die hydrologischen Prozesse, ist sehr unterschiedlich, zeigt aber die für Kristallgebiete typischen Werte. Die Gerölldurchmesser liegen meist im dm-Bereich.

Das Temperaturverhalten der Schuttlage ist komplex, wird vom Wettergeschehen beeinflusst, ist aber auch abhängig von der Korngrößenverteilung und Mächtigkeit der Schuttlage, vom darunter liegenden Eiskörper sowie von der Dauer und Mächtigkeit der winterlichen Schneedecke. In den Sommermonaten ist die Temperatur in den obersten 100 cm der Schuttlage gekennzeichnet durch starke saisonale Schwankungen. An Schönwettertagen sind auch deutliche Zyklen im Tagesgang zu erkennen. Mit zunehmender Tiefe nimmt die Temperatur rasch ab, ab ca. 100 cm Tiefe treten auch keine Tageszyklen mehr auf.

Die Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS) sind am Blockgletscher deutlich tiefer (bis -10°C) als außerhalb des Blockgletschers auf permafrostfreiem Untergrund, wo die BTS im Bereich der Pegelmessstelle und unmittelbar östlich der Stirn immer um den Gefrierpunkt lag. Lediglich auf der Westseite der Stirn wurden über Hangschutt tiefere BTS gemessen, was eventuell auf Permafrost im Untergrund hinweist.

Interessant ist die Tatsache, dass auch an der Basis der winterlichen Schneedecke Temperaturschwankungen auftreten, und zwar in Abhängigkeit vom Witterungsablauf.

Das Abflußverhalten des Blockgletschers ist charakterisiert durch ausgeprägte saisonale und tägliche Schwankungen (Details siehe Krainer & Mostler, in Druck). Solange der Blockgletscher von Schnee bedeckt ist, ist der Abfluß hoch. Erst im Spätsommer und Herbst, nachdem die winterlichen Schneerücklagen mehr oder weniger vollständig abgeschmolzen sind, geht auch der Abfluß stark zurück. Ab ungefähr Mitte Dezember bis zum Beginn der Schneeschmelze weist der Blockgletscher keinen Abfluß auf. Kaltlufteinbrüche im Sommer

führen kurzfristig zu einer starken Abnahme des Abflusses, während warme Schönwettertage und sommerliche Regenfälle hohe Abflussspitzen verursachen.

Im Spätfrühling und Frühsommer ist der Großteil des Abflusses auf Schnee- und Eisschmelze und Niederschlag (Regen) zurückzuführen, während im Spätsommer und Herbst ein beträchtlicher Teil Grund- und Bergwasser darstellt. Dies kommt in der elektrischen Leitfähigkeit klar zum Ausdruck. Diese schwankt zwischen 20 und 40 $\mu\text{S}/\text{cm}$ im Spätfrühling und Frühsommer und zwischen 70 und 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ im Herbst. Sie ist umso niedriger, je höher der Abfluß ist.

Die Wassertemperatur bleibt dagegen die gesamte Schmelzperiode hindurch konstant knapp unter 1°C , was darauf hinweist, dass die Schmelzwässer bis in den Stirnbereich in Kontakt mit Eis im Blockgletscher dahinfließen.

Die Bewegungsraten des Blockgletschers liegen derzeit im Stirnbereich bei maximal 2.5 m/Jahr, im mittleren Steilabschnitt bewegen sich einzelne Blöcke bis zu knapp 7 m/Jahr. Diese im Stirnbereich trotz geringer Neigung beachtliche Fließgeschwindigkeit kann mit interner Deformation nicht erklärt werden, vermutlich spielt hier auch basales Gleiten eine große Rolle (Krainer & Mostler, 2000).



Abbildung 10: Ansicht auf die Stirn, den unteren und mittleren Abschnitt des Reichenkar Blockgletschers

Dank

Die Untersuchungen wurden dankenswerterweise durch den Jubiläumsfonds der Oesterreichischen Nationalbank (Projekt Nr. 6139 und 7734) gefördert.

Literatur

- Ackert, R. P. (1998). "A rock glacier/debris-covered glacier system at Galena Creek, Absaroka Mountains, Wyoming." Geografiska Annaler **80**(3-4): 267-276.
- Barsch, D. (1987). The problem of the ice-cored rock glacier. Rock Glaciers. J. R. Giardino, J. F. Shroder and J. D. Vitek. London, Allen & Unwin: 45-53.
- Barsch, D. (1987). Rock glaciers: an approach to their systematics. Rock Glaciers. J. R. Giardino, J. F. Shroder and J. D. Vitek. London, Allen & Unwin: 41-44.
- Barsch, D. (1992). "Permafrost Creep and Rockglaciers." Permafrost and Periglacial Processes **3**: 175-188.
- Barsch, D. (1996). Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments. Berlin, Springer-Verlag.
- Barsch, D., H. Fierz, et al. (1979). "Shallow core drilling and bore-hole measurements in permafrost of an active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps." Arctic and Alpine Research **11**: 215-228.
- Chesi, G., K. Krainer, et al. (1999). Bewegungsmessungen am aktiven Blockgletscher Inneres Reichenkar mit der GPS-Methode. X. Internationale Geodätische Woche, Obergurgl, Obergurgl.
- Clark, D. H., M. M. Clark, et al. (1994). "Debris-Covered Glaciers in the Sierra Nevada, California, and Their Implications for Snowline Reconstructions." Quaternary Research **41**: 139-153.
- Corte, A. (1976). "The hydrological significance of rock glaciers." Journal of Glaciology **17**: 157-158.
- Domaradzki, J. (1951). "Blockströme im Kanton Graubünden." Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchung des schweizerischen Nationalparks III (Neue Folge)(28): 177-235.
- Evin, M. and A. Assier (1983). "Relations hydrologiques entre glacier et glaciers rocheux: l'exemple du cirque de Marinnet (Haute-Ubaye, Alpes du Sud)." Communication, Section de Glaciologie de la Société hydrotechnique de France, Grenoble: 5pp.
- Folk, R. L. and W. C. Ward (1957). "Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters." Journal of Sedimentary Petrology **27**: 3-26.
- Gardner, J. S. and I. Bajewsky (1987). Hilda Rock Glacier stream discharge and sediment load characteristics, Sunwapta Pass area, Canadian Rocky Mountains. Rock Glaciers. J. R. Giardino, J. F. Shroder and J. D. Vitek. London, Allen & Unwin: 161-174.
- Giardino, J. R. and S. G. Vick (1987). Geologic engineering aspects of rock glaciers. Rock Glaciers. J. R. Giardino, J. F. S. Jr. and J. D. Vitek. London, Allen & Unwin: 265-287.

- Haerberli, W. (1973). "Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen." Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **9**: 221-227.
- Haerberli, W. (1985). "Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock glaciers." Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie ETH Zürich **77**: 1-142.
- Haerberli, W. (1990). "Scientific, environmental and climatic significance of rock glaciers." Mem. Soc. Geol. It. **45**: 823-831.
- Haerberli, W. (1995). "Permafrost und Blockgletscher in den Alpen." Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich **140**(3): 113-121.
- Haerberli, W. (1996). Gletscherschwund, Permafrostdegradation und periglaziale Murgänge im hochalpinen Bereich, Birkhäuser Verlag Basel.
- Humlum, O. (1996). "Origin of Rock Glaciers: Observations from Mellemfjord, Disko Island, Central West Greenland." Permafrost and Periglacial Processes **7**: 361-380.
- Ishikawa, M. and K. Hirakawa (2000). "Mountain Permafrost Distribution Based on BTS Measurements and DC Resistivity Soundings in the Daisetsu Mountains, Hokkaido, Japan." Permafrost and Periglacial Processes **11**: 109-123.
- Johnson, J. P. and W. G. Nickling (1979). "Englacial temperature and deformation of a rock glacier in the Kluane Range, Yukon Territory, Canada." Canadian Journal of Earth Sciences **16**: 2275-2283.
- Johnson, P. G. (1981). "The structure of a talus-derived rock glacier deduced from its hydrology." Canadian Journal of Earth Sciences **18**: 1422-1430.
- Johnson, P. G. and D. Lacasse (1988). "Rock glaciers of the Dalton Range, Kluane Ranges, south-west Yukon Territory, Canada." Journal of Glaciology **34**(118): 327-332.
- Käab, A., W. Haerberli, et al. (1996). "Entwicklung und Sanierung eines Thermokarstsees am Gruben-Blockgletscher (Wallis)." Forschungsberichte, Geographisches Institut Universität Freiburg, Schweiz **8**: 145-153.
- Krainer, K. and W. Mostler (2000). "Reichenkar Rock Glacier: a Glacier Derived Debris-Ice System in the Western Stubai Alps, Austria." Permafrost and Periglacial Processes **11**: 00-00.
- Lieb, G. K. (1996). "Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen." Arb. Inst. Geogr. Univ. Graz **33**: 9-125.
- Outcalt, S. I. and J. B. Benedict (1965). "Photo interpretation of two types of rock glaciers in the Colorado front range, USA." Journal of Glaciology **5**: 849-856.
- Potter, N. (1972). "Ice-Cored Rock Glacier, Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming." Geological Society of America Bulletin **83**: 3025-3058.

- Potter, N., E. J. Steig, et al. (1998). "Galena Creek rock glacier revisited - new observations on an old controversy." Geografiska Annaler **80**(3-4): 251-265.
- Shroder, J. F. (1987). Rock glaciers and slope failures: high plateaus and La Sal Mountains Colorado Plateau, Utah, U.S.A. Rock Glaciers. J. R. Giardino, J. F. Shroder and J. D. Vitek. London, Allen & Unwin: 193-238.
- Shroder, J. F., M. P. Bishop, et al. (2000). "Debris-covered glaciers and rock glaciers in the Nanga Parbat Himalaya, Pakistan." Geografiska Annaler **82A**(1): 17-31.
- Vietoris, L. (1972). "Über die Blockgletscher des Äußeren Hochebenkars." Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **8**: 169-188.
- VonderMühl, D. (1993). "Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins." Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie ETH Zürich **122**: 1-222.
- VonderMühl, D. and W. Haeberli (1990). "Thermal characteristics of the permafrost within an active rock glacier (Murtél/Corvatsch, Grisons, Swiss Alps)." Journal of Glaciology **36**(123): 151-158.
- VonderMühl, D., T. Stucki, et al. (1998). Borehole temperatures in Alpine permafrost: a ten years series. 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife.
- Wahrhaftig, C. and A. Cox (1959). "Rock glaciers in the Alaska Range." Geological Society of America Bulletin **70**: 383-436.
- Whalley, W. B. and H. E. Martin (1992). "Rock glaciers:II models and mechanisms." Progress in Physical Geography **16**(2): 127-186.
- Whalley, W. B., C. Palmer, et al. (1994). "Ice exposures in rock glaciers." Journal of Glaciology **40**(135): 427-429.
- Whalley, W. B. and C. F. Palmer (1998). "A glacial interpretation for the origin and formation of the Mariné Rock Glacier, Alpes Maritimes, France." Geografiska Annaler **80**(3-4): 221-236.
- White, S. E. (1971). "Rock glacier studies in the Colorado Front Range, 1961 to 1968." Arctic and Alpine Research **3**(1): 43-64.
- White, S. E. (1976). "Rock Glaciers and Block Fields, Review and New Data." Quaternary Research **6**: 77-97.

14.10.1999 20:00

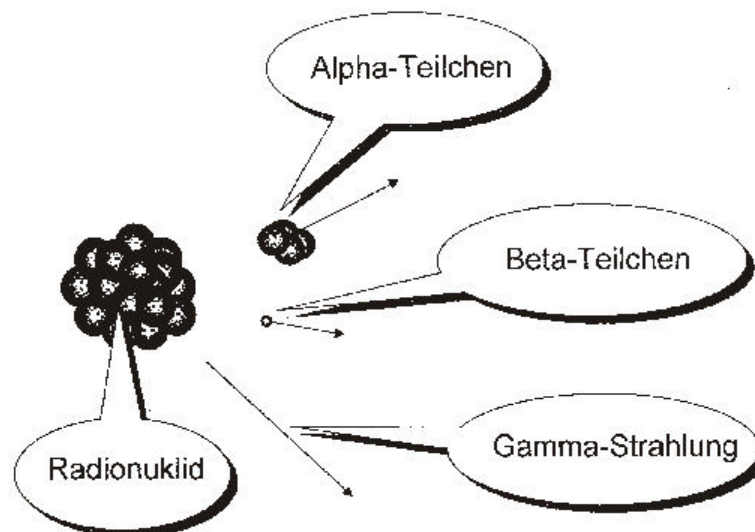
Öffentlicher Vortrag im Rahmen des Geoforum zum Themenkreis Radon

Natürliche Radioaktivität - ein Strahlenschutzproblem ?

Heinz Surbeck
Bundesamt für Gesundheit
Zentrum für Umwelt-Radioaktivität
3, ch.du Musée
CH-1700 Fribourg, Schweiz
heinz.surbeck@mbox.bag.admin.ch

Im gedruckten Programm für diese Tagung ging der wesentlichste Punkt im Titel meines Vortrages verloren : das Fragezeichen.

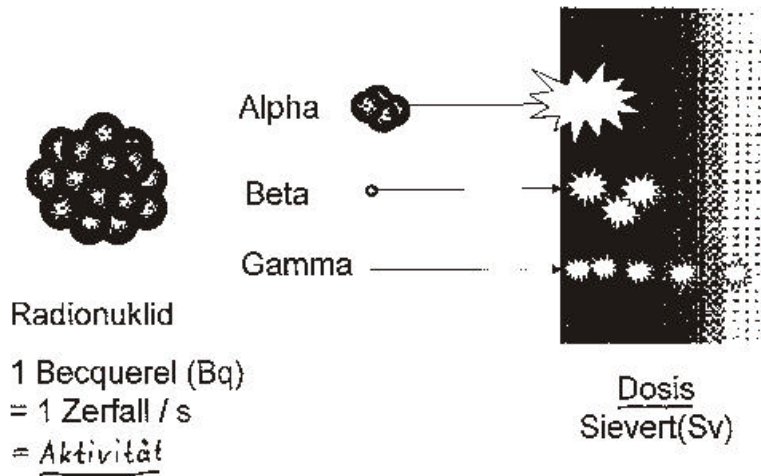
Ich möchte Ihnen nur kurz einige Begriffe im Bereich der Radioaktivität erklären. Die, die das alles schon wissen, bitte ich um etwas Geduld und um Verständnis für die Vereinfachungen. Es könnte aber auch einigen Geologen nicht schaden, wieder einmal davon zu hören.



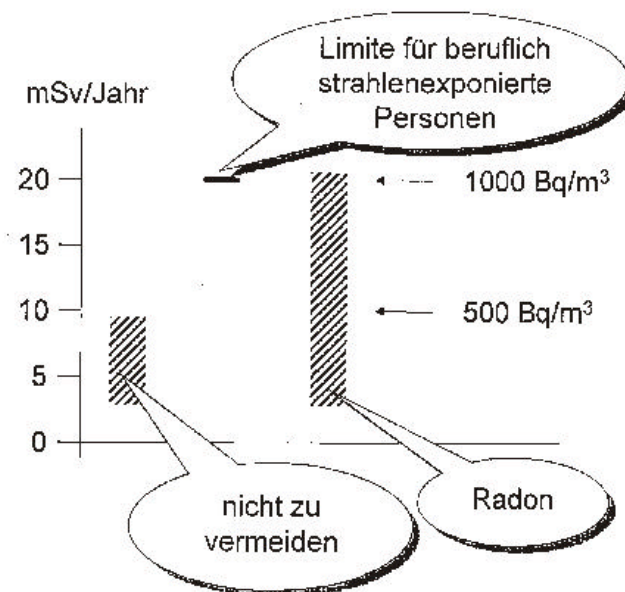
Jedes Atom besitzt neben der Elektronenhülle einen Kern. Bei den sogenannten Radionukliden befindet sich dieser Kern in einem labilen Zustand, der Kern besitzt überschüssige Energie. Diese Energie wird er irgendwann einmal durch die Emission von Strahlung los. Die wesentlichsten Arten von Strahlung sind: Alpha-Teilchen, ein elektrisch geladenes Bruchstück des Kerns, Beta-Teilchen, das sind sehr viel kleinere, ebenfalls geladene Teilchen, Elektronen und dann ist da noch die Gamma-Strahlung, das ist sehr kurzwelliges Licht, verwandt mit der Röntgenstrahlung, aber viel durchdringender.

Als Aktivität wird die Anzahl der Zerfälle eines Radionuklides pro Sekunde bezeichnet. Die Einheit dafür ist das Becquerel (Bq), benannt nach einem der Pioniere der Radioaktivität. Wenn wir von der Strahlung getroffen werden, wird in unserem Körper Energie deponiert. Diese deponierte Energie ist für die Schäden an unseren Zellen verantwortlich. Diese Energie wird als Dosis bezeichnet und in Sievert (Sv) ausgedrückt. Noch ein Pionier

der Radioaktivität der damit geehrt wird. In der Dosis ist berücksichtigt, welche Art Strahlung welches Organ trifft. Unserem Körper ist es dabei völlig egal, ob die Strahlung von einem natürlichen vorkommenden Radionuklid oder von einem künstlich erzeugten stammt. Wesentlich ist nur, wieviel Energie wo deponiert wird.



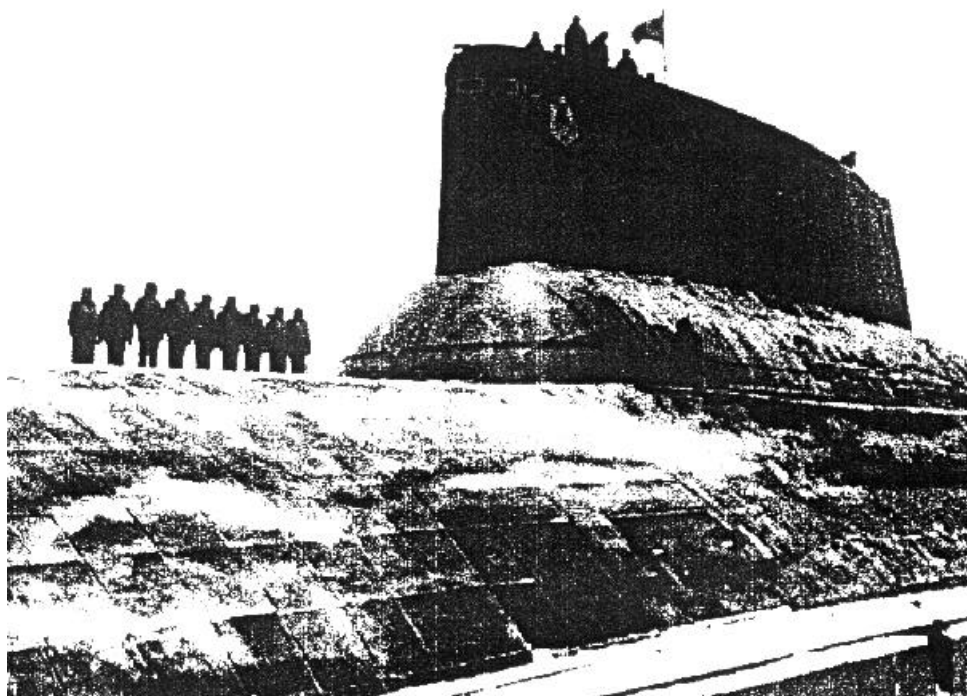
In welchem Bereich sich die jährliche Dosis, ohne besondere Ereignisse, bewegt, zeigt die folgende Graphik. Beachten Sie, dass hier eine sehr viel kleinere Einheit als das Sv, das mSv, ein tausendstel Sv benützt wird. Die Limite für beruflich strahlenexponierte Personen ist mit 20 mSv/Jahr so angesetzt, dass keine Schäden zu erwarten sind. Zum Vergleich erhielten die am stärksten exponierten Personen beim kürzlichen Unfall in Japan eine etwa 1000 mal grössere Dosis. Sie befinden sich auch in einem sehr kritischen Zustand. Auf das Radon werde ich später zurückkommen.



Soweit zu den Grundbegriffen. Was sind nun eigentlich die Problemgebiete des

Strahlenschutzes ? Neben den Nuklearunfällen in der Art des Unfalls in Japan gibt es auch weniger spektakuläre, aber keineswegs harmlose Probleme. Ein Beispiel sind die Altlasten in der Gegend der Kola-Halbinsel.

Hier befindet sich das Zentrum der russischen Nordflotte. Zahlreiche Nuklear-U-Boote wurden hier gebaut. Sie werden nun nach und nach verschrottet.

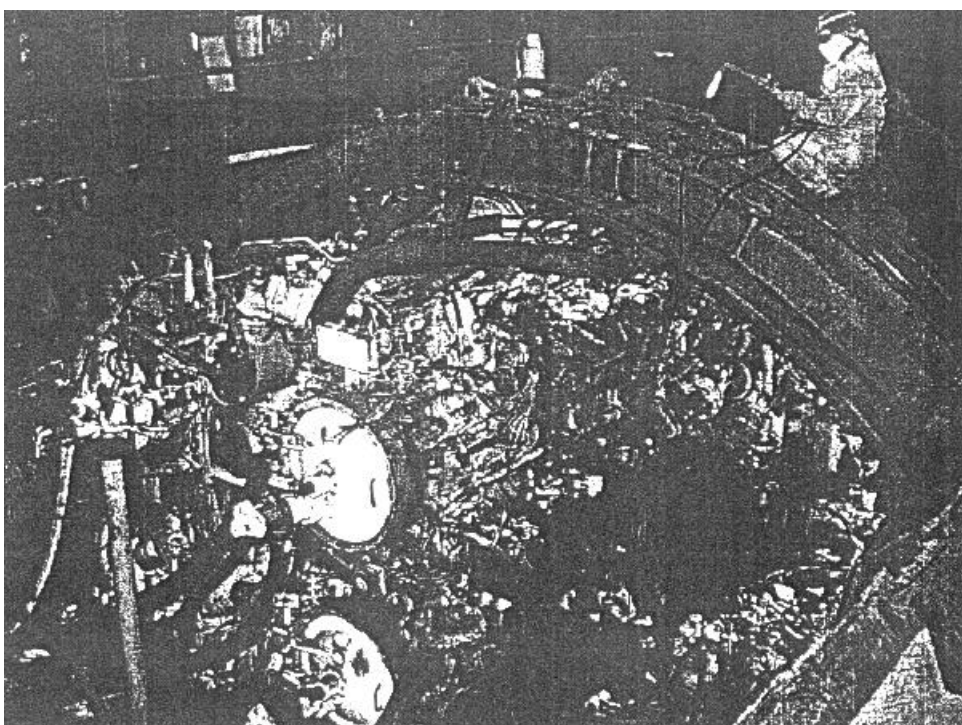


Die Entsorgungsmethoden sind nicht gerade zimperlich und der chronische Geldmangel in den letzten Jahren hat das seine dazu beigetragen. Man trennt einfach den Reaktorteil mit dem Schweißbrenner ab und versenkt ihn häufig direkt im Meer.

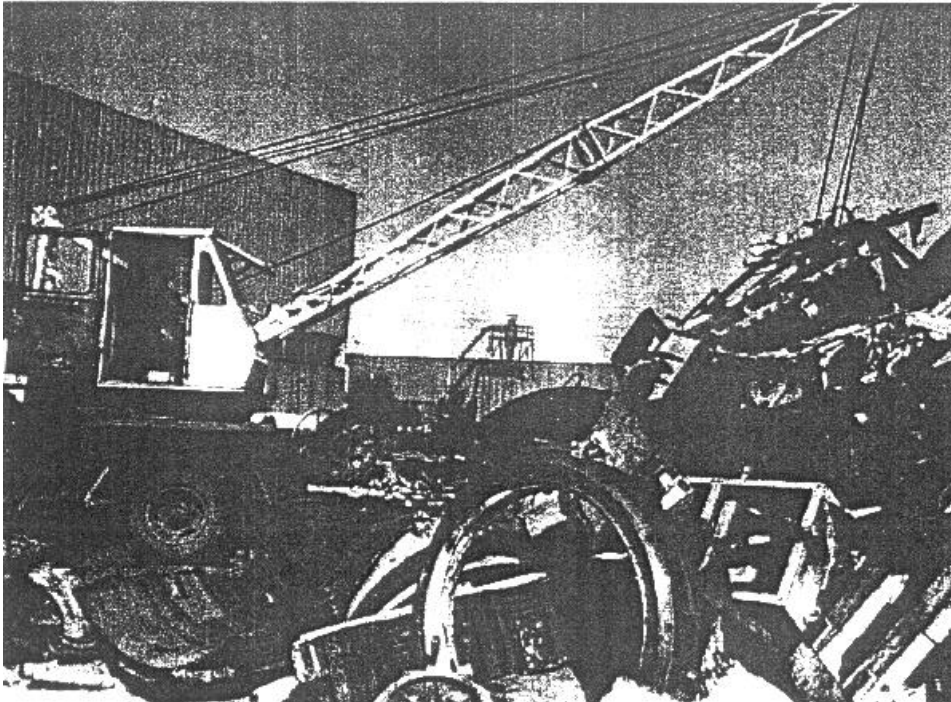


Ein ausgemustertes Atom-U-Boot in der Swesdotschka-Werft in Sewerodwinsk. In der Mitte ist die Lücke sichtbar, die durch das Herausschneiden des Reaktor-Segments entstanden ist. (Werkbild)

Gelegentlich wird der Reaktor auch von Helden auseinandergenommen um an Altmetall zu kommen.



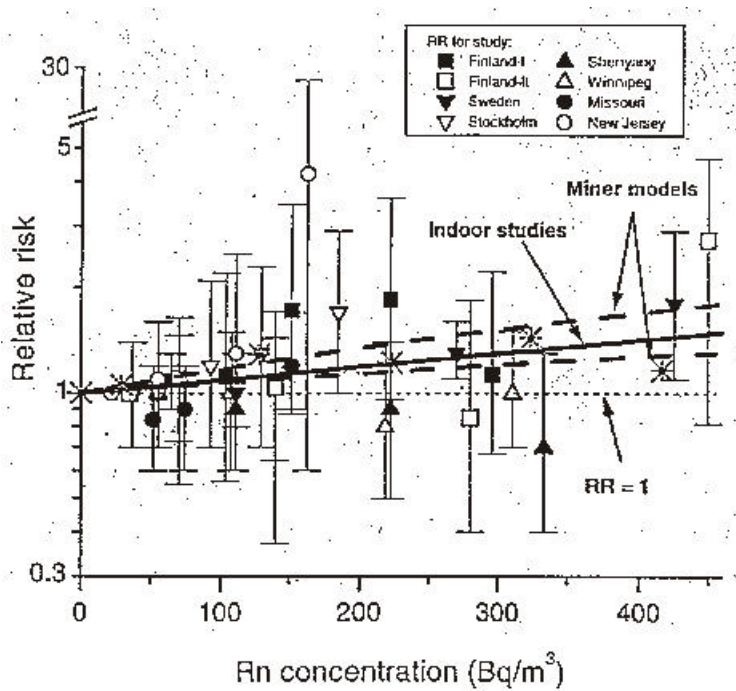
Das landet dann auf solchen Halden und wird irgendwie weiter verwertet.



Daneben warten noch abgebrannte Brennelemente aus besseren Zeiten in durchgerosteten Behältern im freien Feld auf ihre Aufarbeitung. Sie wird wohl angesichts der finanziellen Probleme in Russland nie kommen.



Das sind für mich die wirklichen Probleme, wo wir etwas unternehmen sollten. Solche Zeitbomben sind in Russland nicht nur auf der Kola-Halbinsel zu finden.



Wir im Westen können es uns leisten, Radon als Strahlenschutzproblem zu behandeln. Dies ist eine Zusammenstellung grössere Studien zum Zusammenhang zwischen Radonkonzentration und Erhöhung des Lungenkrebs-Risikos. Wenn ich das sehe, habe ich Mühe, irgend jemandem Angst wegen des Radons zu machen. Man könnte durch diese Punkte mit gutem Gewissen auch eine horizontale Gerade legen. Das würde heissen, dass es keinen erwiesenen Zusammenhang zwischen Radon und Lungenkrebs gibt. Angst macht dagegen mit sehr viel grössere Wahrscheinlichkeit krank.

Wir gehen im Strahlenschutz immer extrem auf die sichere Seite. Wir sollten damit aber etwas vorsichtiger umgehen. Wenn wir dadurch Schäden, wie etwa Angst verursachen, so haben wir unsere Arbeit schlecht gemacht und wenn nicht bald eindeutige Effekte beim Radon auftreten, so machen wir uns unglaublich mit unseren immer tieferen Limiten. Als einem der Grossväter des Schweizer Radonprogrammes fällt mir diese Aussage nicht leicht. Da ich nicht über meinen eigenen Schatten springen kann, würde ich für meine Familie dennoch langfristig etwas unternehmen wenn wir einige 1000 Bq/m³ in unseren Wohnräumen hätten. Das ist nach all meinen Erfahrungen nicht gut begründet, aber auf der sicheren Seite.

RADI-EAU

INDICATION

Indiquée dans tous les cas de convalescence, d'épuisement nerveux et physique, rhumatismes, hypertension, troubles du métabolisme, maladies des reins et des voies biliaires.



SOURCE RADIOACTIVE
DE FINHAUT (Valais)

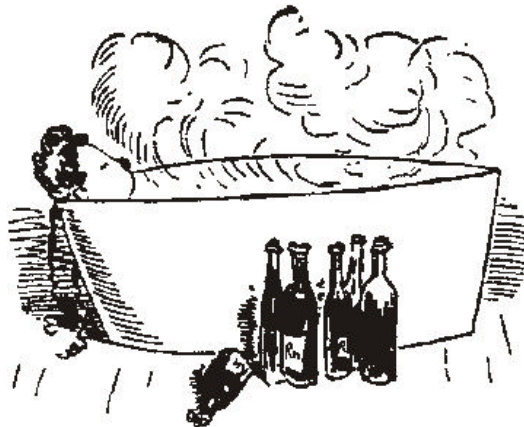
Saturée d'acide carbonique

Eau de cure. Eau de table très douce, minéralisation minimale 30 mgr. par litre, de digestibilité parfaite, possédant une radioactivité exceptionnelle.

Analyse déposée au Laboratoire Cantonal à Sion

Man hat die natürliche Radioaktivität auch schon positiver gesehen. Das ist nur so etwa 2 Generationen her (die Etiquette einer Mineralwasser-Flasche) und ich würde keine Wette darauf abschliessen, wie das 2 Generationen nach mir gesehen wird.

Und Radon-Bäder sollen ja sehr gesund sein.



Wilhelm Busch

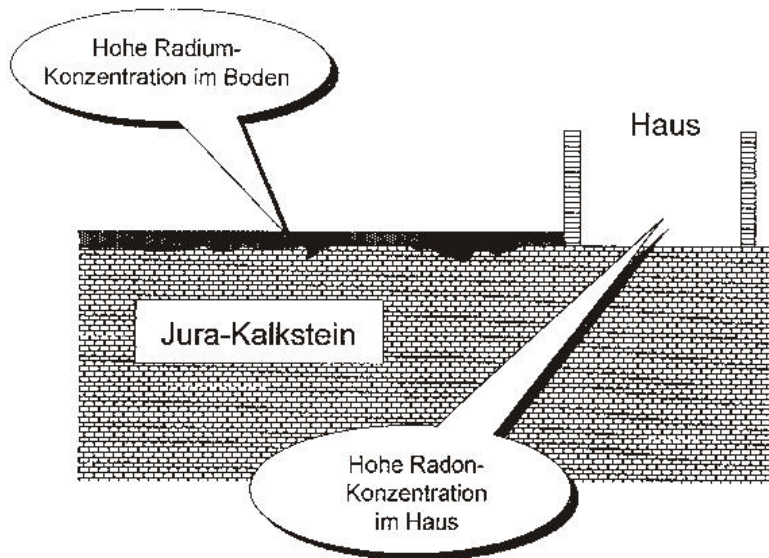
Es gibt noch einen anderen positiven Aspekt der natürlichen Radioaktivität. Sie ist ein faszinierendes Forschungsgebiet. Ich möchte Ihnen das anhand meiner eigenen Irrwege in den letzten bald 20 Jahren zeigen.

Alles begann Anfangs der 80er Jahre im Jura. Da wurden in zahlreichen Häusern in La Chaux-de-Fonds hohe Radon-Konzentrationen, einige 1000 Bq/m^3 gefunden. Nun muss man

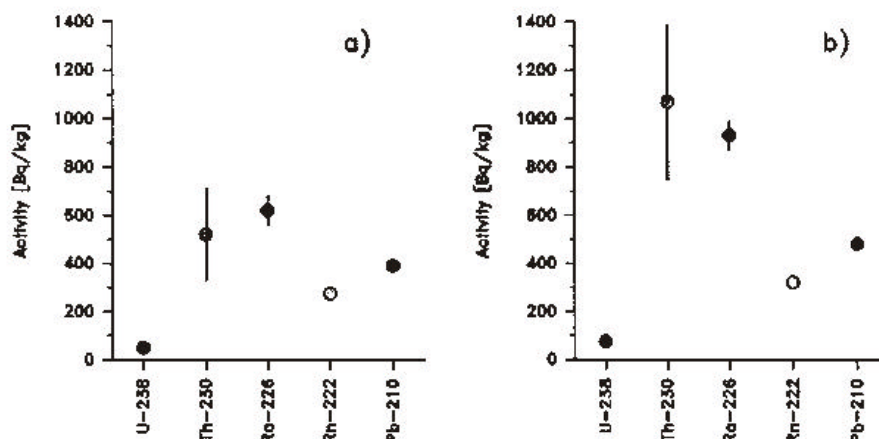
wissen, dass diese Gegend die Hochburg der Schweizer Uhrenindustrie ist. Bis in die 60er Jahre wurden da grosse Mengen von Radium für die Herstellung von Leuchtfarben verarbeitet. Radium ist die Mutter des Radons. Was liegt da näher, als die Uhrenindustrie für das Radon in den Häusern verantwortlich zu machen.

Das wurde noch plausibler als wir hohe Radiumkonzentrationen im Boden in dieser Gegend fanden. Und der Jura-Kalkstein in dieser Gegend enthält kaum Radium.

Nicht ganz geheuer war uns allerdings, dass wir die höchsten Radium-Konzentrationen im Boden auf den Gipfeln des Juras fanden. Wie sollten Abfälle aus der Uhrenindustrie dahin gelangt sein ?



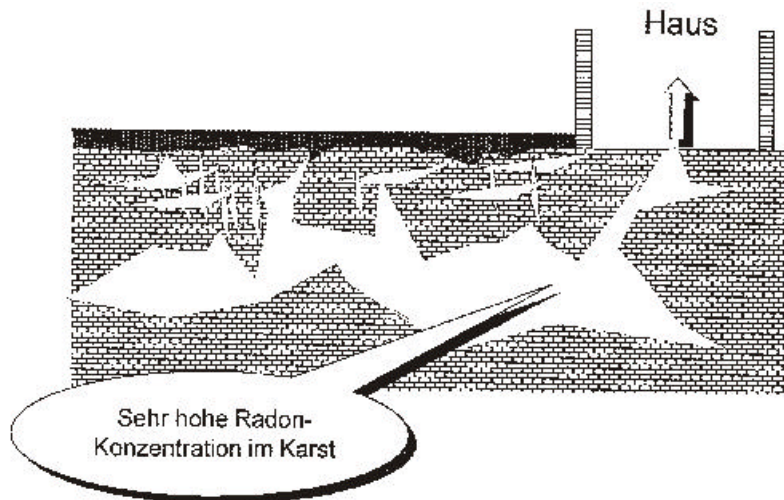
Klarheit brachten detaillierte Analysen der Bodenproben. Neben dem Ra-226 ist auch das Th-230, die Mutter des Ra-226 erhöht und Th-230 wurde in der Uhrenindustrie nicht verwendet.



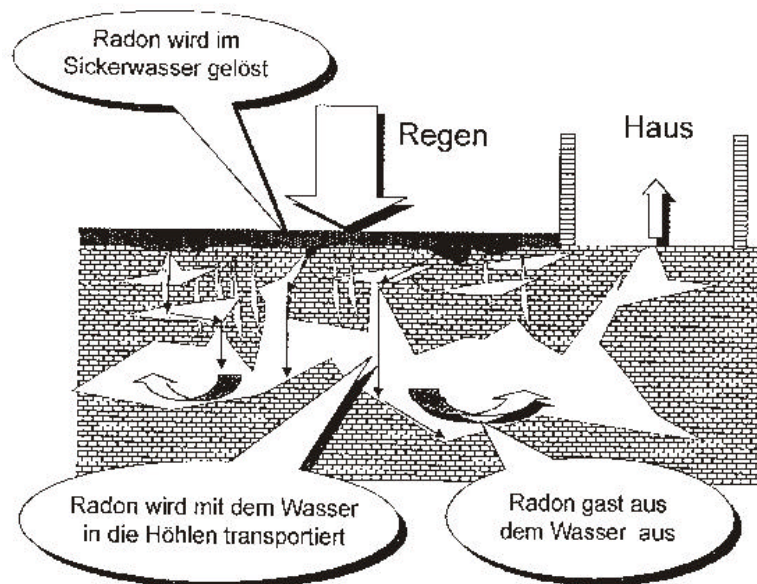
Das muss eine zwar sehr ungewöhnliche, aber natürliche Anreicherung im Boden sein. Die Uhrenindustrie kann dafür nichts. Es hat uns noch einige Jahre harte Arbeit gekostet, diese Anreicherungsprozesse zu verstehen.

Damit war klar, woher die die hohen Radiumkonzentrationen im Boden stammten. Das erklärte aber noch lange nicht die hohen Radonkonzentrationen in den Häusern. Der Boden

ist in dieser Gegend nur einige 10 cm dick, darunter ist Fels. Die Häuser haben nur einen sehr begrenzten Kontakt mit dem Boden. Das reicht bei weitem nicht.

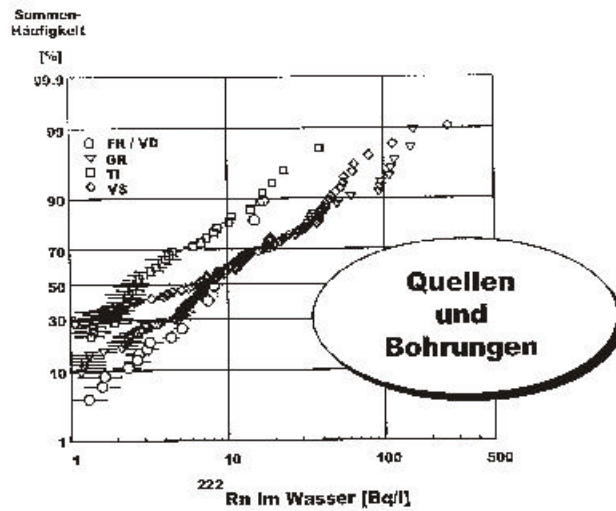


Aber der Untergrund unter diesen Häusern mit den hohen Radonkonzentrationen ist nicht einfach ein kompakter Kalkfels. Das ist ein Karstgebiet mit unzähligen Gängen und Höhlen. In den Höhlen in der Nähe der betroffenen Häuser haben wir extrem hohe Radonkonzentrationen gefunden. Durch selbst kleine Verbindungen der Häuser mit diesem Karstsystem lassen sich die hohen Radonkonzentrationen in den Häusern leicht erklären. Aber woher stammt das Radon in den Karsthöhlen? Der Kalk gibt ja kaum etwas her.

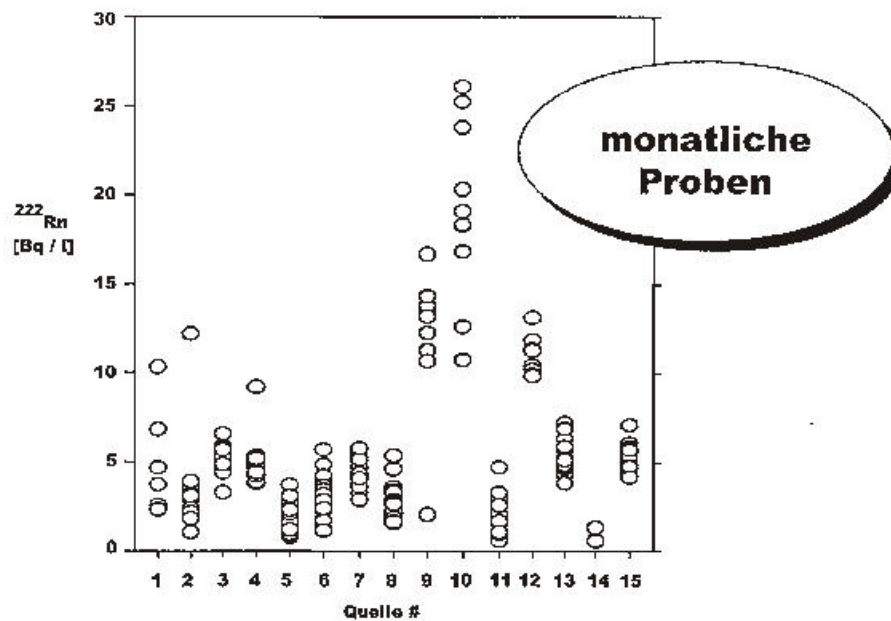


So stellen wir uns das vor. Das Regenwasser nimmt das Radon aus dem Boden auf und transportiert es ins Karstsystem. Von dort gelangt es über Kanäle und Risse in die Häuser. Das hat uns dazu geführt, das Radon im Grundwasser, das offenbar als wichtiges Transportmittel dient, etwas genauer zu untersuchen.

Wir haben so ungefähr alles gemessen, was wir bekommen konnten, ziemlich planlos. Es sah nach regionalen Tendenzen aus, verträglich mit den geologischen Unterschieden zwischen diesen Regionen.



Die Ernüchterung kam mit diesen Daten. Das sind monatliche Proben verschiedener Quellen. Die zeitlichen Variationen sind mindestens so gross wie die regionalen Unterschiede.



Hätten wir die Literatur etwas besser studiert, hätten wir uns diese Ueberraschung ersparen können.

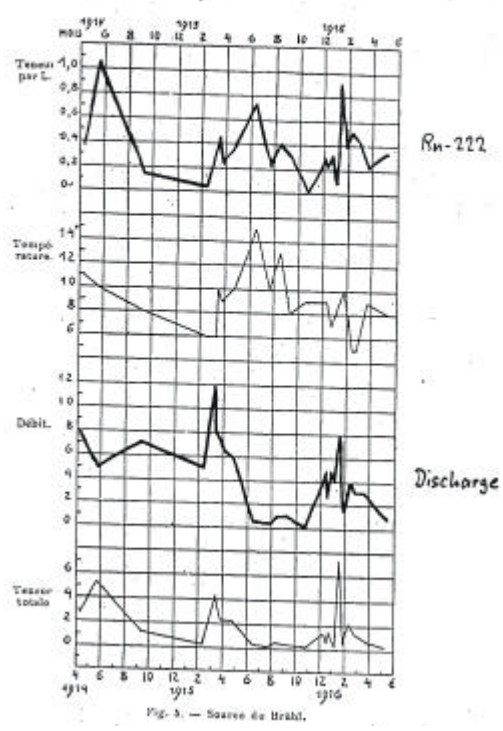


Fig. 5. — Source de Tréhal.

Offenbar ist die Radon-Konzentration in Quellwässern zeitlich nicht konstant. Aber wie häufig müssen wir beproben, um nichts zu verpassen. Da hilft nur eine kontinuierliche Messung, aber wie ?

Es ist sehr einfach, das Radon in der Luft zu messen. Mit dieser Anordnung führt man die Radon-im-Wasser Messung auf eine Radon-in-der-Luft Messung zurück.

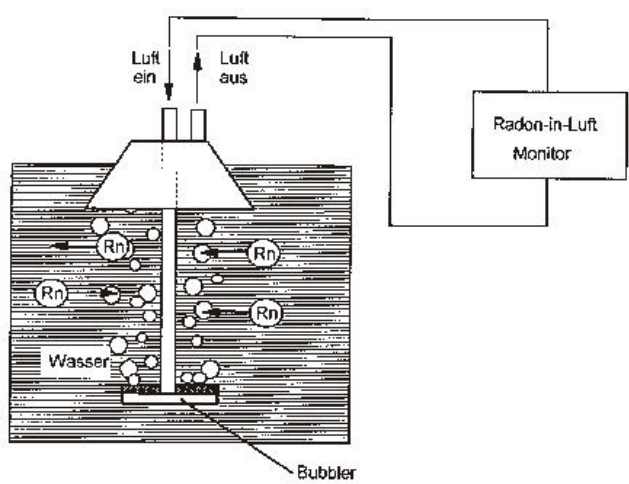
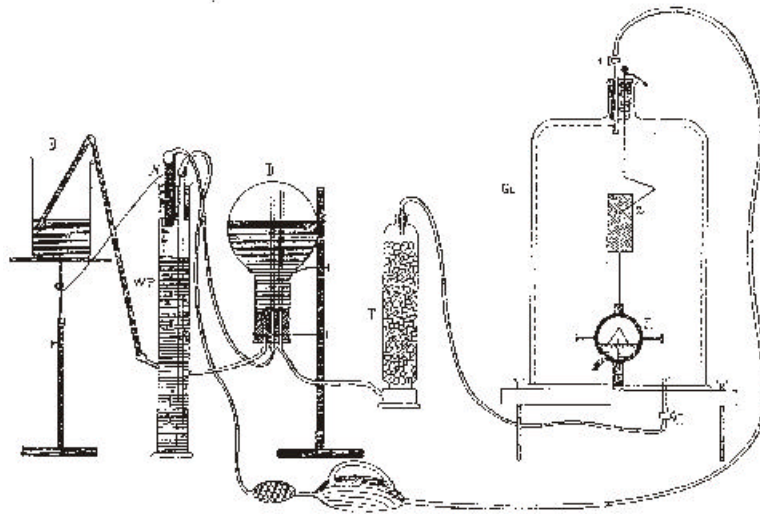


Fig. 6 : Principe der Radon-im-Wasser Messung, durch Ausgasen.

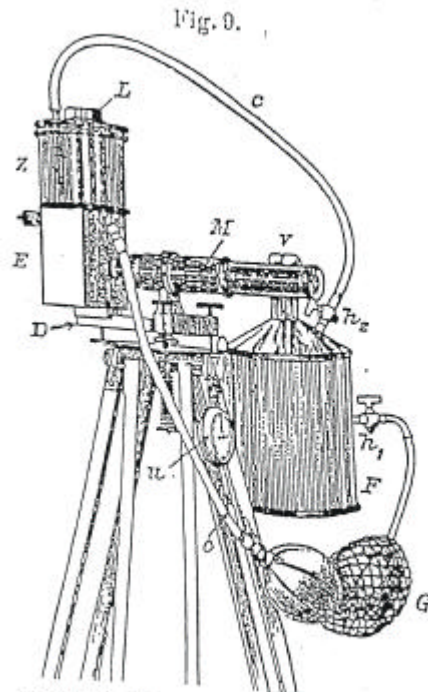
Aber das war auch nicht so neu, was wir aber erst sehr spät herausgefunden haben.



Häse Joseph de Sury, 1906
Univ. Fribourg, A. Gockel

1914 gab es dafür sogar schon felddaugliche Apparate !

A. Gockel 1914



Metallreifug D mit Elektromotor E und Ablesmikroskop M. Schüttelflasche F mit Hähnen h_1 und h_2 und Verschluss v. Gummigebläse G, Schlauche c. Zerstreuungsgefäß Z mit Libelle L und Ladestift l. Sekundenuhr u.

Etwas wirklich Neues und dazu noch sehr Einfaches haben wir dann doch noch

gefunden.

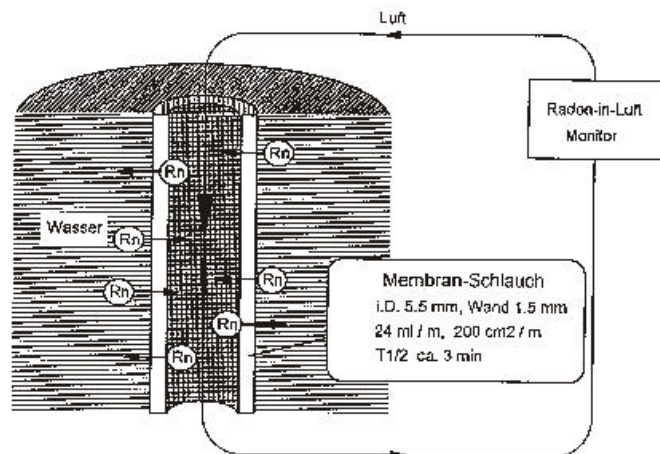
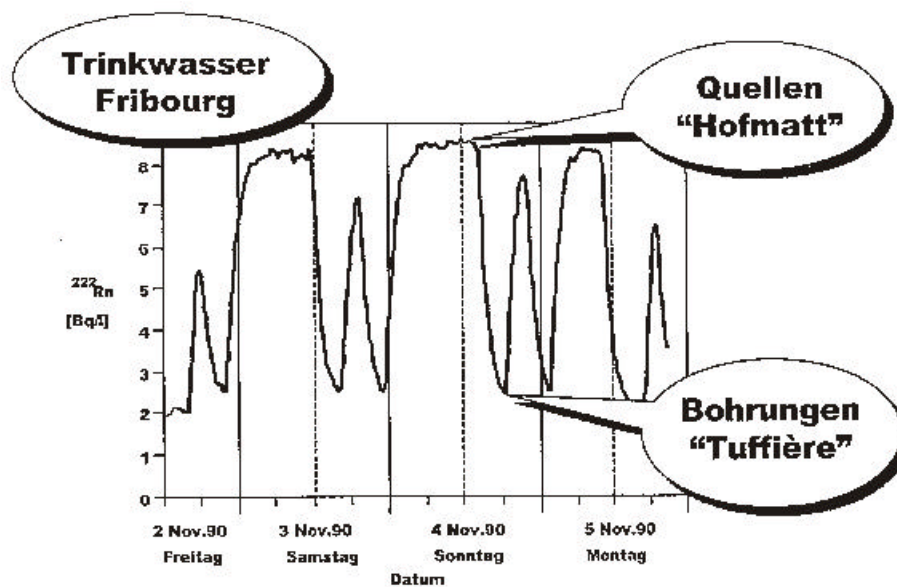


Fig. 7 : Prinzip der Radon-in-Wasser-Messung durch Diffusion.

Hier unsere ersten kontinuierlichen Messungen des Radons im Wasser. Der Grundbedarf des Trinkwasser-Verbrauchs der Stadt Fribourg wird von Quellen mit einer Radonkonzentration von etwa 10 Bq/l gedeckt. Bei grösserem Bedarf werden Fassungen mit einer Radonkonzentration von etwa 3 Bq/l zugeschaltet. Aus dem zeitlichen Verlauf der Radonkonzentration sieht man deutlich, dass die Fribourger wie alle anderen am Sonntag etwas länger schlafen, aber am Montag sehr früh aufstehen.

Eine simultane Probenahme an mehreren Orten in der Stadt zeigte auch klar, wie sich das Wasser in der Stadt verteilt.

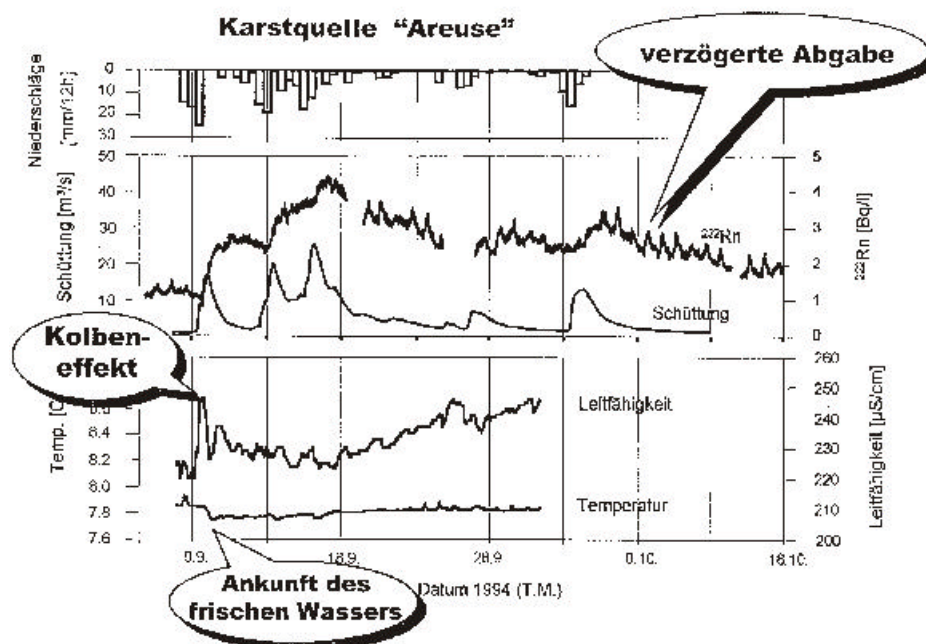


Es ist manchmal ein weiter Weg von einer Apparatur, die im Labor gut läuft zu einer Apparatur, die auch feldtauglich ist.



Heidi Robinson

Zurück im Jura um das natürlich vorkommende Radons als Tracer in der Hydrogeologie zu verwenden.



Der Kalkfels liefert so gut wie kein Radon, aber der Boden im Einzugsgebiet der Areuse-Quelle enthält sehr viel Radium. Mit dem Sickerwasser gelangt das im Boden produzierte

Radon zur Quelle. Mit der Ankunft des frischen Wassers nach starken Niederschlägen steigt die Radonkonzentration an. Dank dem raschen Transport des Wassers in einem Karstsystem ist das Radon noch nicht zerfallen (Halbwertszeit des Radons : ca. 4 Tage).

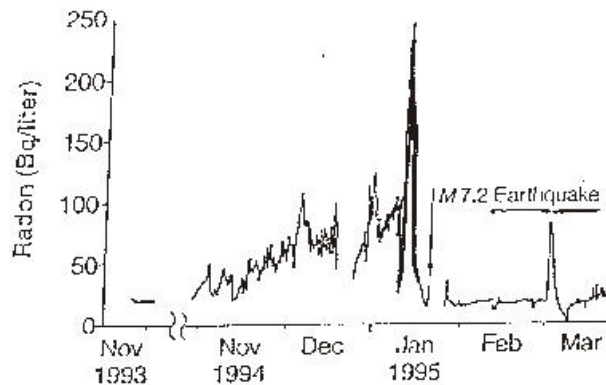


Fig. 2. Radon concentration data at the well in the southern part of Nishinomiya city, Iyogo prefecture, Japan.

I.G. Igarashi et al., Science 269, 60 (1995)

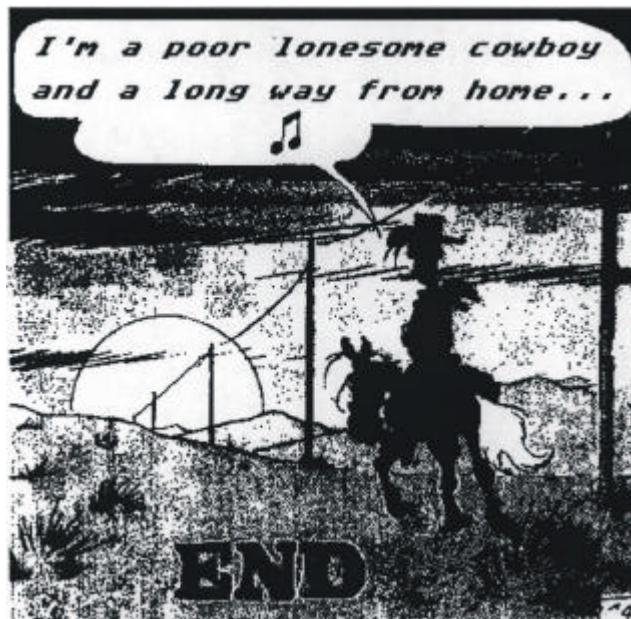
Das ist leider nicht von uns. Das ist die Radonkonzentration im Grundwasser einer Bohrung in der Nähe von Kyoto, in der Zeit vor dem verheerenden Erdbeben in dieser Gegend. Die Radonkonzentration steigt einige Tage vor dem Erdbeben massiv an. Wir versuchen hier mit einer Station in Basel, einem stark erdbebengefährdeten Gebiet in der Schweiz, mitzuhalten. Wer würde aber wagen, eine Stadt nur aufgrund eines Anstiegs in der Radonkonzentration zu evakuieren ?

Nach all dem möchte ich das, was ich hier erzählt habe, etwas relativieren. Lassen Sie diesen Text meines Lieblingsphilosophen etwas einwirken. Was würde er wohl dazu sagen, dass sich die Wissenschaft heute nach ISO und EN zertifizieren lässt ?

«Ich sage ja gar nicht, daß ich es weiß; meine Behauptung war nur als Vermutung gemeint. Auch wollen wir uns nicht um die Quelle oder die Quellen kümmern, aus denen meine Vermutung entsprungen sein mag; es gibt viele mögliche Quellen; ich bin mir keineswegs über alle im klaren. Auch haben Ursprung und Herkunft nur wenig mit der Wahrheit zu tun. Aber wenn Dich das Problem interessiert, das ich mit meiner Vermutung versuchsweise lösen wollte, dann kannst Du mir einen Dienst erweisen; versuche, sie so scharf wie es Dir nur möglich ist, zu kritisieren! Und wenn Du Dir ein Experiment ausdenken kannst, dessen Ausgang, Deiner Meinung nach, meine Behauptung widerlegen könnte, so bin ich bereit, Dir bei dieser Widerlegung zu helfen, soweit es in meinen Kräften steht.»

Karl Popper, "Erkenntnis ohne Autorität", 1960

Das ist eine ganz andere Geschichte, sie hat aber sehr viel mit meinen Feldarbeiten im Jura zu tun.



Bemerkung : Dies ist eine möglichst getreue Niederschrift des Vortrages. Sie stellt die persönlichen Ansichten des Autors und nicht notwendigerweise diejenigen des Bundesamtes für Gesundheit dar.

Vortrag am 15.10.1999 9:30 – 10:10

Die Rutschung Fürwag am Haunsberg - eine „hydraulische“ Massenbewegung im Flysch

(Dr. Rainer Braunstingl, Landesgeologe von Salzburg)
Vortrag „Geoforum Umhausen 1999“

Zusammenfassung

10 km nördlich der Stadt Salzburg liegt am Nordrand der Flyschzone der Haunsberg (835 m). Südlich des aus Zementmergelserie aufgebauten Gipfels ist entlang einer Schwächezone zur unterlagernden Altlenzbachformation eine Rutschmasse bis in die Austufe der Salzach (400 m Seehöhe) ausgebildet. Die Rutschung aus dem Flysch wird über drei „Kanäle“ gespeist und erreicht im Tal eine Breite von knapp 1,25 km. Über diesen Fuß der Rutschung („Untere Rutschmasse“) führen eine Regionalbahn, eine Bundesstraße und mehrere Energieversorgungsleitungen (Erdgas, 30 kV- und 110 kV-Stromleitungen), also die Lebensader für den nordwestlichen Flachgau.

Mitte der 80-er Jahre lebten im mittleren Zubringer dieser Massenbewegung (Fürwag-Süd) Bewegungen wieder auf, die im Laufe von 10 Jahren zu einer **Verschiebung von 8 m** an einem Strommast führten. 1993 begannen kleinere Rutschungen im größeren Gebiet **Fürwag-Nord**, die sich schließlich bis 1998 bis auf eine Seehöhe von 560 m hinab ausdehnten. Ab Oktober 1998 begannen plötzlich auch im Fußbereich - einen Kilometer horizontal entfernt und 160 Höhenmeter tiefer - eingebaute Dehnungskompensatoren entlang der Erdgasleitung anzusprechen und binnen dreier Monate Gesamtbewegungen von mehr als 10 cm anzuzeigen; seit dem Bau 1986 konnten dort keinerlei Bewegungen gemessen werden.

Ab Dezember 1998 wurden bis heute hauptsächlich Entwässerungsmaßnahmen und verschiedene andere Sicherungsmaßnahmen durch die Wildbachverbauung durchgeführt. Sie umfassen zur Zeit die obere Rutschung von Fürwag Nord, eine typische Zergleitung im Flysch entlang einer Schwächezone aus Tonschiefern und Mergeln. Anfang der 90er Jahre wurde in gleicher Weise die wesentlich kleinere Rutschung Süd entwässert. Die „Untere“, 2 km² große und sehr flache Rutschmasse aus unverwitterten, graublauen unsortierten Sedimenten bis 36 m Mächtigkeit aufgebaut. Dieses Material mit extrem flacher Hangneigung „schwimmt“ in allen acht Bohrungen auf einem Wasserpolster, also gespanntem Grundwasser, das die Bewegungen der gefährlichen „Unteren Fürwag-Rutschmasse“ steuert.

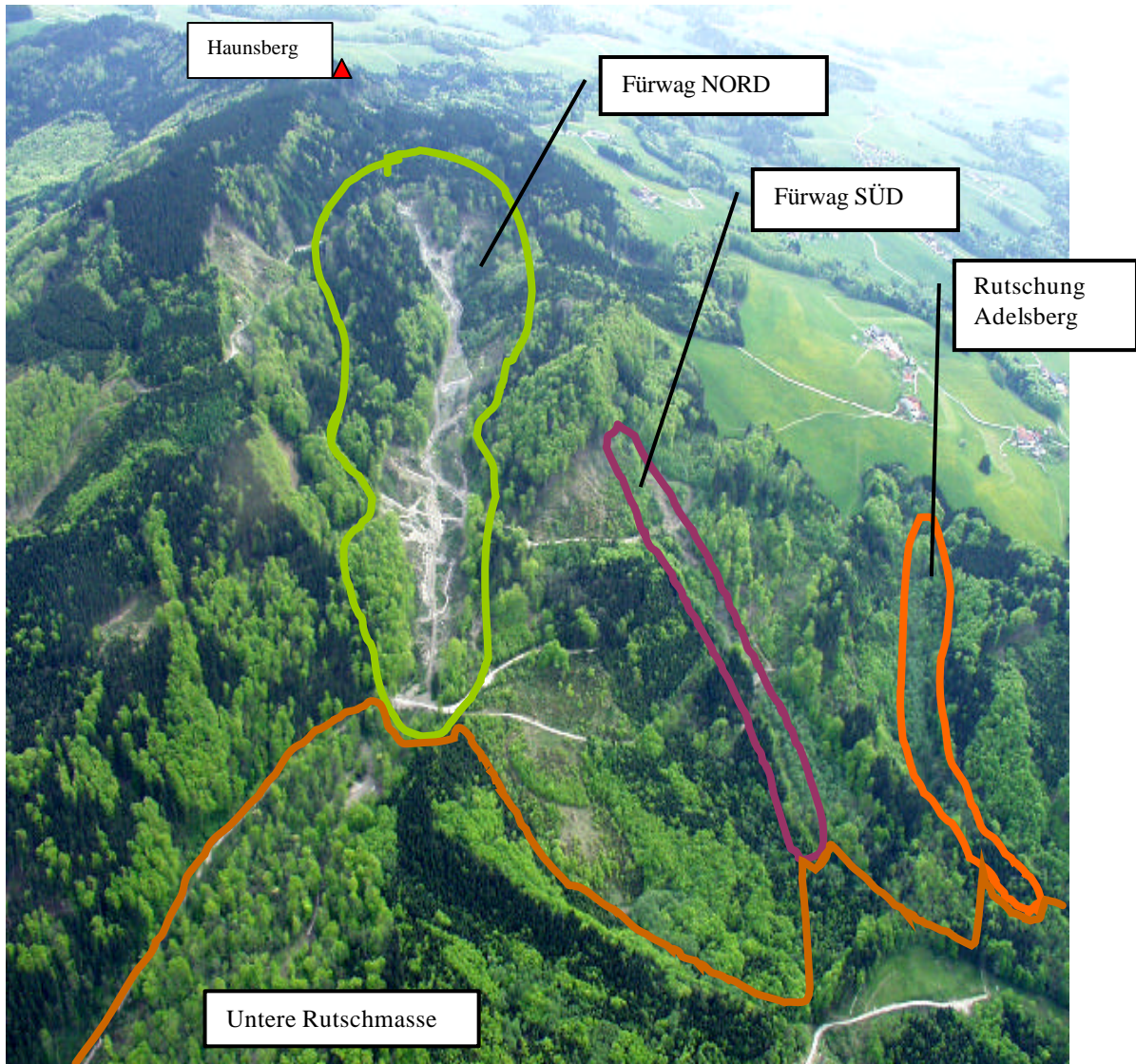


Abb. 1: Haunsberg, drei Rutschungsäste mit der gemeinsamen „Unteren Rutschmasse“
(Blick Richtung Ost, Aufnahme: Michael Glück)

Einleitung

Vor etwa hundert Jahren sollen Brennholzstöße nach einiger Zeit „wie vom Erdboden verschluckt“ worden sein; von dieser Begebenheit zeugt der Name **Scheiterloch**.

Mitte der 70-er Jahre wurden erstmals geologische Untersuchungen im Gebiet Fürwag durchgeführt. Damals wurde die Bundesstraße durch den Hangfuß errichtet, die zuvor talseits der Eisenbahn in der Austufe der Salzach verlief. Dabei wurde festgestellt, dass eine auffallend mächtige stark tonig-schluffige Flyschverwitterungsdecke sowohl anstehendem Flyschfels als auch den „Salzburger Seeton“ auflagert. Wegen des geringen Reibungswinkels und der hohen Plastizität des Gesteins wurden von den Baugeologen Hangstützmaßnahmen empfohlen; weil sie damals nicht zur Ausführung gelangten, kam es zu Hangbewegungen, wodurch 1974 ein Güterzug der Lokalbahn entgleist ist. Damals sollen sich die Geleise um 8 cm gehoben und mehrere Dezimeter verschoben haben.



Abb. 2: Haunsberg – Gesamtansicht
(Rechts unten: alte und neue Bundesstraße, dazwischen: Lokalbahn)
Aufnahme: Michael Glück

Trotz der lange bekannten Schwierigkeiten wurde dieses Rutschgebiet erst 1995 in die Fachliteratur eingeführt, als von H. EGGER eine Kartierung für die Salzburger Landesforstdirektion vorgelegt wurde. Damit war der öffentlichen Verwaltung endlich ein Instrument in die Hand gegeben, um in verschiedenen Verfahren (Forststraßenbau, Schutzwaldsanierungen, Baulandausweisungen, Grund- und Quellwassersuche sowie Straßenbauvorhaben) der Gefährlichkeit dieses Hanges das entsprechende Gewicht zu verleihen.

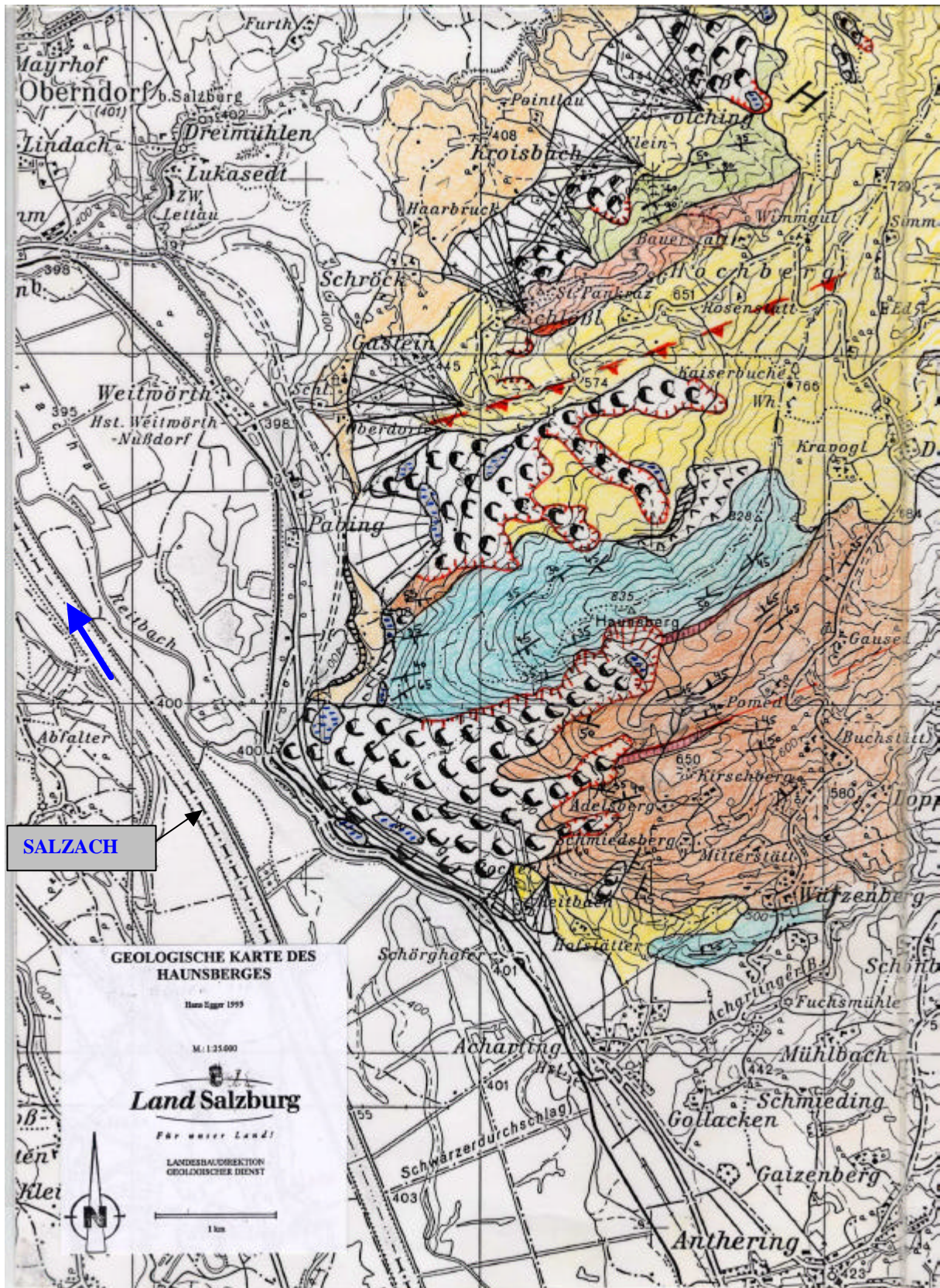


Abb. 3: Geologischer Kartenausschnitt (H. Egger 1995)

Historische Entwicklung

Infolge der guten Zusammenarbeit mit der SAFE, dem Salzburger Energieversorgungsunternehmen, konnten bereits 1986 beim Bau der Erdgasleitung über Anregung des verstorbenen Landesgeologen Dr. Vogeltanz sechs Dehnungskompensatoren mitverlegt werden. Diese können Bewegungen bis zu 35 mm schadlos verkraften. Durch die regelmäßige Überprüfung mittels Mikrometerschrauben ist belegbar, dass die Erdgasleitung seit 1986 bis 1998 keinerlei Zug- und Druckspannungen unterworfen war.

Im mittleren Rutschungsast, heute als **Fürwag-Süd** bezeichnet, wurde 1977 eine Forststraße gebaut. 1981 trat erstmals eine kleine Rutschung auf, die lokal saniert werden konnte. 1983 griff ein Anriss dann ca. 80 m weit bergseits aus, der in der Folge als ca. 700 m lange und 50 bis 100 m breite Rutschung zu größeren Waldverwüstungen geführt hat. Diese Reaktivierung einer alten Rutschmasse endete ca. 200 m bergseits eines 110 kV Stromleitungsmastes. Dieser wurde nach mehreren Sicherungsversuchen im Jahr 1994 endgültig aufgegeben und die Leitung über die beiden nächstgelegenen Masten abgespannt; während dieses Zeitraumes mussten Horizontalverschiebungen von etwa 8 m bekämpft werden (vgl. Abb. 1, Leitungstrasse rechts unten).

1989 wurde eine Wassergenossenschaft gebildet, welche die Entwässerungsmaßnahmen in Fürwag-Süd zu tragen hatte. Das Rutschgebiet wurde mit Drainagegräben versehen, die mit Styroporplatten ausgekleidet wurden: die Wasserzügigkeit in dem feinkornreichen Flyschverwitterungsschutt war 10 Jahre lang gegeben, bis ein neuer Felsabbruch zu schweren Zerstörungen geführt hat.

Die Flyschrutschung mit schollenartigem Zerbrechen des anstehenden Felsen (Sandstein, Mergel, Bunte Schiefer) und anschließendem breiartigem Ausfließen ist aus der Flyschzone vielfach bekannt und bewegen sich auch bei weniger als 20 Grad geneigten Flächen. Primäre Ursache sind tonreiche Siltsteinbänkchen, früher als „Oberste Bunte Schiefer“ bekannt sowie von tektonischen Störungszonen. Die drei Rutschungen **Fürwag Nord**, **Fürwag Süd** und die kleinste „**Rutschung Adelsberg**“ – bislang in Ruhe – sind entlang von solchen Schwächezonen im Grundgestein angelegt.



Abb. 4: Felsabbruch 1999 in Fürweg Süd
(Aufnahme: Johann Ellmayer)

1993 begann in ca. 700 m Höhe in Fürweg-Nord erneut eine kleine Flyschgleitung aus dem anstehenden Fels in die auch dort vorhandene alte Rutschmasse abzubrechen. Im Laufe der Jahre erweitert sich dieses Rutschgebiet bis zu einer 200 m talseits gelegenen Forststraße, die 1998 zerstört wird. Der Revierförster des Grundbesitzers Mayr-Melnhof hat hier Bewegungen von 1 bis 2 m pro Woche registriert. An dieser Stelle findet man Reste der Forststraße gut 100 m talseits der ursprünglichen Lage. Ende 1999 können hier bei stärkeren Niederschlägen immer noch Bewegungen von 70 cm pro Woche festgestellt werden.

In weiterer Folge erreicht diese Rutschung schließlich in einer Seehöhe von 560 m eine weitere Forststraße, die zeitweise unpassierbar wird. Darauf wurde hier eine Vorwarnsignalreihe installiert: 3 m lange Stahlstangen wurden 2 m tief in die Rutschmasse geschlagen und mit zwangszentrierten Haltern für die Vermessung versehen. Als relativer Festpunkt (Kontrollpunkt) wurde ein augenscheinlich neben der Fluchtlinie der Abrissbereiche gelegener Punkt gewählt, der aber innerhalb der geologischen Großrutschung liegt. Diese **Vorwarnsignalreihe** befindet sich am bergwärtigen Ende der sogenannten „Unteren Rutschmasse“: diese wurde an 8 Stellen durchbohrt, ist zwischen 5 und 36 m mächtig und aus stark tonigen, schluffigen unsortierten Sedimenten mit eingebetteten

kantigen Flyschkomponenten ohne sedimentäre Struktur aufgebaut. Außer einer oberflächennahen Durchfeuchtung mit braunen Oxidationsnestern ist die gesamte Untere Rutschmasse blaugrau und weist außer der Bergfeuchte keinerlei Wasserführung oder auch nur Wasserwegigkeit auf.

In allen acht Bohrungen besteht das Liegende der Rutschmasse aus sandigem Schluff-Feinsand, der wasserführend ist. Mit Ausnahme eines Kiesbereiches im Nordteil der Rutschung sind alle anderen **Wasservorkommen gespannt**. In Bohrloch 2/99 steigt das in 30 m unter Gelände angefahrne Wasser bis 2 m unter Gelände auf. Durch die schlechte Wasserdurchlässigkeit des Aquifers und der weit auseinander liegenden Bohrungen sind Pumpversuche sinnlos. Die Messreihe dieser Grundwasserpegel zeigt allerdings Schwankungen, die nicht mit Niederschlägen korrelieren.

Geodätische Überwachung

Die Vermessung wird nach dem „**Salzburger Präzisionssystem**“ ausgeführt. Die Messkurve der Vorwarnsignalreihe kann mit Niederschlags- oder Schneeschmelzereignissen nicht direkt parallelisiert werden. Nach einem kontinuierlichen Verlauf der Bewegungen bis Mitte März flachte die Bewegungsrate auf die Hälfte des Ursprungswertes ab, um anfangs Juli bis September 1999 wiederum stark anzusteigen - dies trotz der weitgehend fertiggestellten Entwässerungen des oberen Rutschhanges in Fürwag-Nord. Dort wurden Ende Februar massive Entwässerungen über dichte Schlauchableitungen eingebaut, die trotz heftiger Schneeschmelze und Niederschläge in der ersten Märzhälfte offensichtlich zu einer Beruhigung der Rutschbewegungen im Mittelstück geführt haben. Gleichzeitig konnten auch Verschiebungen entlang der Bundesstraße im Bereich von mehreren Millimetern bei einer dritten Nachmessung nicht mehr festgestellt werden.



Abb. 5: Entwässerung Fürweg Nord, (Obere Rutschung)
Aufnahme: Michael Glück

Die interdisziplinäre Zusammenarbeit zwischen Geologen, Wildbachtechnikern und Vermessern erwies sich als einziges Mittel, um zu konkrete Aussagen und Prognosen in diesem Rutschgebiet zu treffen. So konnte beispielsweise eine Vermessung der Bahnstrecke ausgehoben werden, die für 15 Jahre eine Verschiebung an Masten von 20 cm ergeben hätte. Dem Vermessungstechniker waren die Ursachen solcher großen Verschiebungen unklar, weswegen er diese Ergebnisse seinem Auftraggeber vorenthielt, da er Messfehler als Ursache ansah. In der nunmehrigen Situation können diese Verschiebungen auch in relativ kurzer Zeit von 1 ½ Jahren stattgefunden haben - parallel zur Verschiebung der Erdgasleitung: die Bundesstraße verschob sich zum Jahreswechsel 1998/99 bis zu 1 cm pro Monat; der Verschiebungswert an der unmittelbar talseits vorbeiführenden Bahn ist also durchaus plausibel.

Maßnahmen

Im Dezember 1998 erreichten die Dehnungen an der Erdgasleitung ein bedenkliches Ausmaß, sodass bei Fortgang der Verschiebungen eine Zerstörung der Erdgasleitung binnen weniger Wochen drohte. Um dieser Gefahr zu entgehen, wurde die Erdgasleitung in den kritischen

Bereichen freigelegt, womit die Zugspannungen durch seitliches Auslenken vorläufig auf ein harmloses Maß reduziert wurde. Daraufhin wurde die Bezirksverwaltungsbehörde durch ein geologisches Amtsgutachten von den Hangbewegungen in Kenntnis gesetzt. Die Behörde entwarf ein Katastrophenszenario, das in Zusammenarbeit mit den Betroffenen die Grundlage für die Planung der Umleitungsvarianten für den Verkehr sowie die Ersatzversorgung der Strom- und Gasbezieher im nordwestlichen Flachgau bildete. Für den Ernstfall stehen zwei Einsatzpläne zur Verfügung: eine **Vorwarnstufe** soll eine erhöhte Beobachtung der Hangbewegungen und einen kontrollierten Betrieb des Verkehrs und der Versorgungseinrichtungen gewährleisten. Erst dann folgt die **Sperre** mit der Verwirklichung der Umleitungspläne, wo dann alle Einsatzkräfte von der Behörde gesteuert werden.

Mit den Untersuchungen wurde das Geologiebüro Dr. Bechtold in Seeham beauftragt und sofort eine geologische Kartierung, eine Quellaufnahme und die Durchführung von sechs Rotationskernbohrungen ausgeführt.

Parallel dazu wurde durch die Gebietsbauleitung der Wildbach- und Lawinerverbauung ein Sanierungskonzept ausgearbeitet, das im wesentlichen auf Erfassung aller Quellwässer aus dem oberen Rutschteil abzielte und diese versickerungsfrei über den Unterhang in eine Vorflut ableitet. Diese Maßnahmen wurden noch im Februar 1999 begonnen und konnte mit November 1999 beendet werden. Als große Schwierigkeit erwies sich dabei der Fortgang der Bewegungen im oberen Hangteil, der ständig zu Zerstörungen der dichten Schlauchleitungen und der zugsicheren Anbindungen in die Zwischenschächte geführt hat.



Abb. 6: Rutschung Fürweg Nord: Sammelbauwerk für die Entwässerungsanlage
(Aufnahme: Johann Ellmayer)

Geologische Erkenntnisse

Im Gegensatz zu den beiden oberen Hauptästen der Rutschung Fürwag-Nord und Fürwag-Süd ist der untere Rutschungsteil völlig anders aufgebaut. Die in Falllinie 1 km lange und am Fuß dann 1,5 km breite **Untere Rutschmasse** ist nicht durch Rutschungsschübe von zerglittene Flyschmassen zu erklären. In diesem seetonähnlichen sandigen Schluffton sind unsortierte kantige Steine und Blöcke bis 0,5 m Kantenlänge eingebettet. Dieses Gestein ähnelt glazigenen Sedimenten im Eisrandbereich. Im Gegensatz zu anderen Rutschungen - auch im Flysch - konnten keinerlei Zwischenschichten mit fossilen Böden oder Gleitbahnen entdeckt werden. Es gibt auch keinerlei wasserzügige Schichten oder einen Wasserandrang in der Rutschmasse selbst. Dieser ist ausschließlich im Liegenden der Rutschmassen anzutreffen. Während im Hangbereich diese Untere Rutschmasse noch auf Fels aufliegt, ist im Fußbereich eine Überschiebung dieser Rutschmassen auf die Sedimente des Salzburger Beckens - hier Seeton - festzustellen. Die Rutschmasse muss also bereits über das spät- oder nacheiszeitlich verfüllte Salzburger Becken angelandet sein. Altersbestimmungen an Holz lassen große Bewegungen vor wenigen tausend Jahre erkennen (mündliche Mitteilung Dirk van Husen).

Auffällig ist, dass die Hangneigung der oberen Äste der Fürwag-Rutschung zwischen 35 und 20 Grad liegt, also die typische Hangneigung für Flyschrutschungen aufweist. Ab der Vorwarnsignalreihe talwärts dominieren nahezu ebene Hangteile mit maximal 10 Grad geneigten Flächen, die mit zahlreichen Tümpeln und Nassstellen durchsetzt sind. Schon diese weisen auf den dichten Untergrund hin. In diesem ganzen unteren Teil konnte keine einzige Quelle, aber auch keine einzige Bachversinkung gefunden werden, was neuerlich auf die flächige Dichtheit dieser Rutschmasse hinweist. Einzelne Wülste und Abtreppungen können mit der plastischen Verformbarkeit der vermutlich bis 50 m mächtigen tonigen Rutschmasse erklärt werden. Dieser ganze untere Teil gliedert sich in einen scheinbar jungen nördlichen, 100 bis 200 m breiten Rutschungsstreifen, der offensichtlich in einen älteren Gesamttrutschbereich eingesenkt ist.

Die ursprüngliche geologische Prognose lautete, dass bei einem Fortgang der Rutschung bis zur mittleren Forststraße keine Gefahr für den Unterhang bestünde. Erst beim Erreichen dieser Straße - das ist der Übergang der Flyschrutschung zur Unteren Rutschmasse - wäre die bereits für den Südast gebildete Wassergenossenschaft zu informieren und allenfalls weitere Maßnahmen an den Verkehrsträgern talseits zu besorgen. Just zu diesem Zeitpunkt, als in der ersten Dezemberhälfte 1998 zwei Messungen an der Erdgasleitung stattfanden und starke Niederschläge verbunden mit einer lokalen Schneeschmelze einen enormen Wasserandrang führten, begannen verstärkt die Bewegungen auch im unteren Hangteil spürbar zu werden. Es scheint also ein Zusammenhang zwischen einer Bewegung in diesem Mittelstück der Rutschung und den Fußbereich der Rutschung zu bestehen. Eine mechanische Druckfortpflanzung einer Hangbewegung über eine Entfernung von 1 km bei einem Höhenunterschied von 160 m ist nicht möglich, weswegen von Anfang an hier ein hydraulischer Zusammenhang postuliert wurde.

Es besteht nunmehr die Modellvorstellung, dass dieser Wasserpolster von der Bergseite her zeitweise mehr Wasser enthält als am Hangfuß durch lokale gering schüttende Quellen austritt. Wahrscheinlich wird die Wasserbefüllung von den oberen Rutschmassen gesteuert und hier durch unbekannt Vorgänge ein zeitweise Erhöhen des Wasserdruckes hervorgerufen. Im März 1999 konnte vermutlich dieser Zuführungskanal durch die

Entwässerungsmaßnahmen teilweise unterbrochen werden, der aber seit Anfang Juli 1999 offensichtlich wiederum verstärkt zu neuen Bewegungen im Mittelstück führt. Zusätzlich zu den Seitenverschiebungen konnten nämlich auch Hebungen bis zu 2 cm innerhalb von zwei Monaten gemessen werden. Eine zweite Erklärung kann ein zeitverzögertes Anspringen des „Wasserpolsters“ in der unteren Rutschmasse sein: durch die geringe Permeabilität bilden die unteren Bewegungen vielleicht Niederschlagsereignisse im Oberhang mit 1-2 Jahren Verzögerung ab.

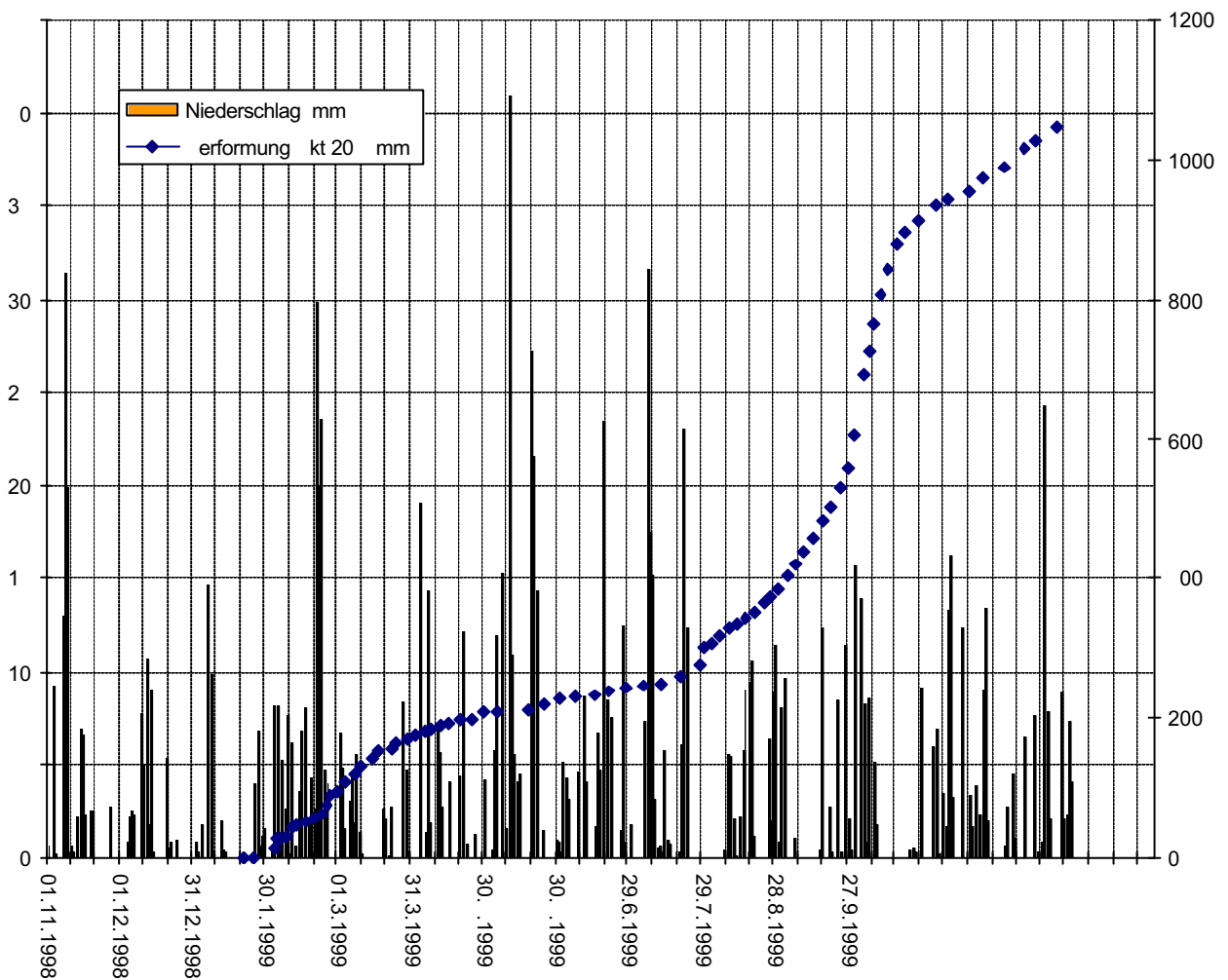


Abb. 7: Messkurve „Vorwarnsignale“ (Salzburger Präzisionssystem), Fürweg Nord am Übergang zur „Unteren Rutschmasse“

Ausblick

Die Vermessungen nach dem „Salzburger Präzisionssystem“ werden weitergeführt. Ein „Monitoring“ umfasst die Grundwasserchemie, Schüttungsmessungen, Kartierung der weitem Verschiebungen und geologische Auswertung der Bohrungen samt Neigungsmessungen und soll über die hydraulischen Grundwasserzusammenhänge ein klares Bild von den

Bewegungsvorgängen in diesem Hang entwerfen. Dieses Messprogramm wird ab dem Jahr 2000 durch das Bundesministerium für Land- und Fortwirtschaft finanziert. Ziel ist eine bessere Prognose für das Bewegungsverhalten des Gesamthanges.

Die Gebietsbauleitung der Wildbach- und Lawinenverbauung hält die Entwässerungsanlagen instand und kontrolliert speziell bei den Schächten die Verschiebungsbeträge. Beim Rutschungsast Süd sind ab Sommer 1999 starke Rutschung aufgelebt, die zu einer Zerstörung eines Großteils der Entwässerungsanlagen geführt haben. Dort greifen die Bewegungen talseits bereits gefährlich nahe Richtung 110 KV-Leitung.

Sollte sich beim „Monitoring“ ein Hinweis auf neuerlich starke Bewegungen im Unterhang ergeben, kann die zuständige Bezirksverwaltungsbehörde sofort die **Vorwarnstufe** ausrufen. Dann ist ein kontrolliertes Benützen der Verkehrswege gewährleistet und eine Gefährdung der Bevölkerung ausgeschlossen.

15.10.199 10:20 – 10:50

**Zeiten aktiver Massenbewegung bedeuten
hohen Informationsgehalt durch die Untersuchung**

Beitrag für eine Diskussion.
von Mag. Marcus Wilhelmy
TBGM – Technisches Büro für Geologie und Mineralogie
A-6165 Telfes im Stubai Nr. 29

Die Methodik der Untersuchungstechniken und die Möglichkeiten der Datenauswertung verbessern sich laufend. Zusammen mit den persönlichen Erfahrungen des Geologen oder Geotechnikers sind gegenüber früher wesentliche Fortschritte bei der Konkretisierung von Beurteilungen erfolgt. Dennoch: Dargestellt und ausgewertet kann nur jenes werden, was zum Zeitpunkt der Messungen, Sondierungen oder oberflächenhaften Erhebung dem Fachmann als Information zugänglich ist. Wesentlich für die Dynamik - eigentlich das Verhalten - einer Bewegungsmasse ist jedoch ihre Reaktion auf ungünstige äußere Verhältnisse: in erster Linie Veränderungen des Wasserhaushaltes und der Morphologie.

Vor allem auch wirtschaftlich sehr interessant ist die Prävention - das Vorbeugen gegen den Eintritt bzw. die Größe von Schadensereignissen. Beträchtliche Unsicherheiten in der Vorhersage von Ereignissen bestehen jedoch nach wie vor. Auch die Effizienz von Sicherungsmaßnahmen (Bauwerke wie Gefahrenzonen) entspricht oft nicht den Erwartungen.

Eine Durchführung aller für die detaillierte Charakterisierung von Massenbewegungen notwendigen Untersuchungen ist jedoch meist sehr langwierig oder zu kostspielig.

Um das Preis/Leistungsverhältnis des Untersuchungsaufwandes hinsichtlich der Qualität der Ereignisvorhersage zu verbessern, wird folgende Überlegung angestellt:

Die entsprechende Beurteilung von Massenbewegungen und damit die Möglichkeit zur Risikoverringerng/Gefahrenabwehr ist eine Frage entsprechender Datenqualität und Datenauswertungen. Ein optimierter Informationsstand über Massenbewegungen soll unter anderem

- a) durch eine optimierte Reihung der Untersuchungsmethodik und
- b) vor allem durch ausgesuchte Zeitpunkte der Untersuchungen erreicht werden.

a) betrifft die klassische Konzipierung und Planung von Untersuchungen, sowie deren Durchführung. Unter anderem an einem Talzusub in Vorarlberg konnten Erfahrungen gesammelt werden, wie die Reihung unterschiedlichster Untersuchungsmethoden und Auswerteschritte das Ergebnis der Untergrundinterpretation beeinflussen. Das zeitlich als letztes erfolgte Sondierungsprogramm erfolgte unter Einhaltung eines fix vorgegebenen finanziellen Budgets. Erforderliche Rahmenbedingung für eine Optimierung ist hier allerdings ein ausreichender Zeitraum für Zwischenauswertungen, und eine innerhalb des finanziellen Rahmens flexibel gehaltene Ausschreibung und Abrechnung der Leistungen.

b) – die richtigen Zeitpunkte für viele Untersuchungen – beruht auf der Erfahrung, daß Massenbewegungen soweit möglich zu Zeiten größerer Dynamik bzw. „ungünstiger“ äußerer Faktoren „kontroll“-untersucht werden sollten, da hier die direktesten Hinweise auf das Verhalten im Ereignisfalle erhältlich sind.

Als c) ist außerdem die Langzeitbeobachtung anzuführen. Ziel ist hier die Veränderung – eigentlich die Entwicklung – kritischer Bereiche zu erkennen, und eine Aktualisierung der Modellvorstellung und der Risikoeinschätzung möglich zu machen. Die als b) erwähnte Beobachtung von Massenbewegungen bei ungünstigen äußeren Faktoren stellt einen wichtigen integrativen Teil der Langzeitbeobachtung dar.

Auf automatische Meßeinrichtungen und Meßdatenverarbeitung wird hier nicht näher eingegangen, da einerseits fast alles meßbar ist, und nur die Nutzen/Kosten-Relation Grenzen setzt, bzw. da Messungen auch in Ihrer komplexen Gesamtheit nur eingeschränkt dem Experten(system) jene Informationen liefern, die eine zeitlich und quantitativ scharfe Prognose erlauben. Positiv hervorzuheben ist die Vermessung, welche - in ihrer Präzision oftmals besser als der reine Geländebefund - objektive Daten über den tatsächlichen Bewegungsbetrag und die Bewegungsrichtung von „langsamen“ Bewegungen liefern. Die geologisch-geotechnische Interpretation der Meßdaten wie auch die Strukturierung des Meßprogrammes - und damit verbundene Plausibilitätsprüfungen – bleiben jedoch wesentliche Aufgaben für die Geologen.

15.10.1999 11:20 – 12:00

Massenbewegungen im Tiroler Oberland – Beurteilung und Konsequenzen

Gunther HEISSEL, Thomas HUBER und Christian WEBER

Das Tiroler Oberland ist geologisch geprägt von teils sehr großen Massenbewegungen.

Viele dieser instabilen Hänge sind heute mehr oder weniger in Ruhe, es gibt aber auch eine große Anzahl von aktiven Massenbewegungen.

Im Vortrag werden 3 der bedeutendsten aktuellen Massenbewegungen, die den Siedlungs- und Freizeitraum bzw. Hauptverkehrswege bedrohen, vorgestellt. Die nachfolgenden Beispiele wurden jeweils gemeinsam von Sachverständigen der Landesgeologie und der Gebietsbauleitung Oberes Inntal der Wildbach und Lawinenverbauung bearbeitet.

Im Kaunertal sind seit 1997 ca. 3 Millionen m³ der Paragneise des Ötztalkristallins von der Weißseespitze mit bis zu ca. einem Meter Geschwindigkeit pro Tag in Richtung Gletscherschigebiet in Bewegung. Gestützt auf geodätische Messungen und die Auswertung von aktuellen Luftbildern sowie gestützt auf die geologische Beurteilung war es bisher immer möglich, den Schibetrieb gefahrlos aufrechtzuerhalten.

Im Ortsteil Huben der Gemeinde Längenfeld im Ötztal brachen am Abend des 11. März 1999 mehr als ca. 120 000 m³ Biotitplagioklasgneis des Ötztalkristallins bergsturzartig ab und verschütteten das Ötztal einschließlich Bundesstraße bis zur Ache. Auch die Stromversorgung des gesamten hinteren Ötztales und der dort befindlichen Schilifte und Seilbahnen war unterbrochen. Mit geologischen Methoden erfolgte rasch eine Risikoabschätzung, die eine Beeinträchtigung der Fremdenverkehrsbetriebe des hinteren Ötztales schon nach kurzer Zeit rückgängig machte.

Am 29.8.1999 bewegte sich innerhalb weniger Sekunden ein Großteil der längsten Schuttreise der Ostalpen schuttstromartig zu Tal und füllte das Starkenbachtal bis zu knapp 100 Meter Höhe mit mehr als einer Million m³ Dolomitschutt auf. Die direkte Gefahr bestand im Aufstau des Starkenbaches und ob bzw. wie der Starkenbach sich einen Weg durch die ca. 600 Meter lange neue Barriere schaffen kann. Mittlerweile fließt der Starkenbach schadlos entlang seinem alten Bett durch die Barriere. Es ist jedoch nicht zu erwarten, daß er dies auch im kommenden Frühjahr bei wesentlich größerer Schüttung tun wird. Die Projektvarianten zur Bewältigung dieser Situation werden vorgestellt.

Die Ereignisse der vergangenen Jahre zeigen deutlich, daß zur Einschätzung der Georisiken durch Massenbewegungen ein verstärkter Einsatz von Geologen und Fachleuten der Wildbachverbauung notwendig sein wird.

Present structure and prefailure topography of the giant landslide of Köfels

E. Brückl*, J. Brückl', E. Castillo*, and H. Heuberger''

*) Vienna University of Technology, Gußhausstraße 27-29, A-1040 Vienna

') Graf Starhembergasse 26/18, A-1040 Vienna

**) University of Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

INTRODUCTION: The Köfels landslide (Ötztal, Tirol, Austria) is recognized as the largest landslide in the crystalline Alps. This event took place about 8700 years ago according to radiocarbon dating. The geoscientific community became more interested in this event, when pumice and fused rock was found at this site. The findings gave rise to numerous theories about the cause of the landslide. The hypothesis of a volcanic event has been discarded presently, however, impact theories and purely geomechanical theories are still under consideration (Heuberger, 1994). Structural maps of the landslide and the topography of the valley before the event are a prerequisite for a decision between these theories.

SEISMIC INVESTIGATIONS: Based on the results of earlier seismic investigations (Heuberger and Brückl, 1993) and the information coming from drillholes and a reconnaissance gallery (Amperer, 1939, Klebelsberg, 1951), reflection and refraction seismic lines with a total length of 3.1 km were measured in 1997. These lines covered both the landslide area and the valley sediments up- and downstream the landslide (Fig. 3a). An accelerated weight drop source and a 96-channel recording system was used. The station interval was 1 m for line 97/5, 5 m for line 97/1 and 6 m for the other lines. All lines were processed according to refraction seismic principles (Brückl, 1995). Refraction seismic P-wave velocity models were established down to a depth of about 100 m. Reflection seismic processing was applied to the lines 97/1 - 97/4 using the ProMAX 2D programme package. A penetration depth of about 0.5 s two-way traveltime was achieved by the reflection seismic method. As an example the stacked and migrated sections of the lines 97/2 and 97/3 together with the interpreted horizons are shown in Fig. 2.

INTERPRETATION of the STRUCTURE: The deepest reflection seismic horizon was interpreted as the erosional base of the valley or the sliding plane of the landslide. This discontinuity covering the whole investigation area was mapped integrating the information from the former seismic investigations, the drillholes, and the reconnaissance gallery. A second horizon was found below and downstream of the landslide mass. We correlated it with compacted sediments which are older than the event and thus overthrust by the sliding rock mass („old valley fill“). A third discontinuity was interpreted within the landslide mass and correlated with an internal sliding plane and associated with the findings of pumice and fused rock. The results of these interpretations are shown in the following figures:

- Fig. 3b: present day topography including the boundary of the visible landslide mass and the outcrop of the internal sliding plane
- Fig. 3c: top of the compact rock corresponding to the erosional base of the valley and the sliding plane including the boundaries of the whole landslide mass and the escarpement area
- Fig. 3d: similar to Fig. 3c, but with „old valley fill“.

RECONSTRUCTION of the PREFAILURE TOPOGRAPHY: The present day topography of the landslide mass is imprinted by a gorge eroded by the river „Öztaler Ache“ after the event. Therefore, as a first step in reconstructing the prefailure topography this erosion was compensated for (Fig. 3e). The original volume of the landslide after the event

was calculated as 3.88 km^3 and the erosional losses as 0.46 km^3 . An estimate of the porosity can be made on the basis of the P-wave velocities observed within the landslide mass. The quantitative basis of this estimate is shown in Fig. 1. The porosity was calculated from the P-wave velocity applying a relation given by Watkins et al. (1972).

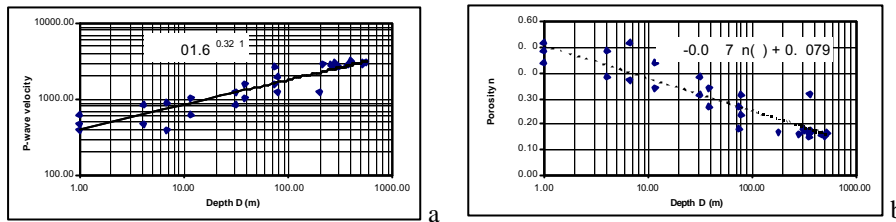


Figure 1: Relations between the thick-ness of the over-burden D and the P-wave velocity V_p (a) and the porosity n (b)

From these relations a mean porosity of $n = 0.23$ was derived for the landslide mass. To compensate for the rock disintegration during the mass movement the porosity of the landslide mass was reduced to $n = 0.09$, corresponding to a volume of 3.28 km^3 . Under this reasonable constraint the reconstruction of the original topography resulted in a crest continuously ascending from North to South and therefore following the regional trend (Fig. 3f). The horizontal and vertical displacements of the centre of the landslide mass are 2090 m and 676 m respectively, resulting in an energy release of about $5 \cdot 10^{16}$ Joule. A longitudinal and a transverse section through the landslide area and the valley are shown in Fig. 4a and 4b. The reconstruction of the erosional base of the valley along the longitudinal section includes the results of seismic measurements carried out at the Tumpfen landslide about 6 km downstream of the Köfels landslide (Poscher and Patzelt, 1996).

CONCLUSION: Based on the results of seismic measurements and the information coming from drillholes and a reconnaissance gallery, models of the present and prefailure structure of the Köfels landslide area were constructed. The most prominent morphological feature is the deepening of the erosional basis of the valley by 300 m just at the southern boundary of the landslide area. In conjunction with the steep slope of the reconstructed crest this morphology results in relatively high stresses. Therefore our results give strong support to purely geomechanical theories of the cause of this landslide.

ACKNOWLEDGMENT: This work is part of a project within IDNDR and is financed by the Austrian Academy of Sciences.

Ampferer, O., 1939. Über die geologischen Deutungen und Bausondierungen des Maurach Riegels im Ötztal.- Geologie und Bauwesen, Heft 2, S. 25-43.

Brückl, E., 1995. Optimum XY-distance or optimum migration velocity, 57th EAEG Meeting and Technical Exhibition, Glasgow, Scotland.

Heuberger, H. & Brückl, E., 1993. Reflexionsseismische Messungen am Bergsturz von Köfels. Geologie des Oberinntaler Raumes - Schwerpunkt Blatt 144 Landeck. Arbeitstagung 1993 GBA, S.156-158, Vienna.

Heuberger, H., 1994. The giant landslide of Köfels, Ötztal, Tyrol. - Mountain Research and Development, Vol.14, N0.4, 994, pp. 290-294.

Klebensberg, R., 1951. Das Becken von Längenfeld im Ötztal.- Schlern-Schriften 77, S.399-422.

Watkins, J. S., Walters, L. A., Godson, R. H., 1972. Dependence of in-situ compressional-wave velocity on porosity in unsaturated rocks, Geophysics, Vol.37/1, pp. 29-35.

Poscher, G. & Patzelt, G., 1996. Erdfälle in den Lockersedimenten des Ötztals Internationales Symposium INTERPRAEVENT 1996 - Garmisch-Partenkirchen.- Tagungspublikation, Band 1, S. 419-433.

Vom "postglazialen Vulkan" zum Bergsturz von Köfels

Helmut Heuberger

Die natürliche Gesteinsschmelze des "Bimssteins von Köfels" im Ötztal galt von 1863 (PICHLER) bis 1936/37 unangefochten als Produkt eines spät- oder nacheiszeitlichen vulkanischen Ereignisses, durch das auch Bergsturz und Maurach-Riegel zwischen Längenfeld und Umhausen entstanden. 1939 erkannten AMPFERER und STINY, dass der gesamte Maurach-Talriegel eine z. T. im Verband gebliebene Bergsturzmasse ist ($>2 \text{ km}^3$). 1951 bestätigte sich dies beim Vortrieb eines Taststollens (Kraftwerksprojekt) durch den Tauferberg bis unter Niederthai. Der Stollen stieß auf die vom Bergsturz verschüttete Mündungsschlucht des Horlachtals und darin auf Holzreste frühpostglazialen Alters ($8740 \pm 25 \text{ a BP}$ konventionell, $9800 \pm 100 \text{ a BP}$ dendrokaliert (Ivy-Ochs et al. 1998)). - Die jetzt begrabene Mündungsstufe des Horlachtals teilte die Bergsturzmasse vertikal: Der untere Teil wurde beim Anprall daran in situ zu "Griess" zertrümmert; der obere fuhr darüber hinweg ins Horlachtal. Dieser obere Teil enthält größere Felspartien im Verband, ja sogar glazial geprägte Teile der verschobenen Oberfläche. - KURAT & RICHTER (1972) gelang der Nachweis schneller Hochtemperatur-Erhitzung und rascher Abkühlung bei der Gesteinsaufschmelzung und der (allerdings niemals wiederholte) Fund von Nickeleisen-Spuren in besonderer Ausbildung und Verbindung im Bimsstein. Damit fiel die vulkanische Hypothese und wurde ersetzt durch die Impakthypothese (Einschlag eines Meteoriten) zur Erklärung des Bimssteins. Die dieser Hypothese entsprechenden Schocklamellen im Abrißgebiet des Bergsturzes (SURENIAN 1988) sind umstritten. - Die Deutung der Nische von Köfels als Rest eines Kraters (erst Vulkan-, nun Impaktkrater) ist u. a. unvereinbar mit dem unzerrütteten Fels an der gegenüber liegenden Talflanke (Mündungsstufe des Horlachtals) und mit den reichlich erhaltenen Gleitflächen des Bergsturzes an der "Krater"-Wand. - Grundlegende Abweichungen der Gesteinsaufschmelzung bei Köfels von der im Nördlinger Ries (Impakt) führten PREUSS (1971) zur Annahme der Entstehung des Bimssteins von Köfels durch Reibungshitze des Bergsturzes. ERISMANN (et al. 1977) bewies solche "Friktonit"-Bildung mit einer experimentell gestützten Analyse der Energieverteilung im Bergsturz.

Gneis und andere Schmiermittel bei Bergstürzen

von T. H. Erismann

Einleitend wird Schmierung als Einfügen des reibungsmindernden Schmiermittels zwischen zwei relativ zueinander bewegten Festkörper umschrieben, und es werden die zum Teil einander widersprechenden Eigenschaften dargelegt, welche die Funktionstüchtigkeit bedingen.

Der Hauptteil des Vortrages enthält eine historische Darlegung der Wege und Irrwege zum heutigen Wissen über Schmierung bei Bergstürzen. Sie beginnt mit "vorfabrizierten" Schichten tonartiger Materialien, die bei den Ereignissen von Gros Ventre und Goldau als Schmiermittel verstanden wurden (ALDEN, 1928; HEIM, 1932; TERZAGHI, 1960). Es folgt die trotz mangelhafter physikalischer Basis zur Lehrmeinung gewordene Vorstellung von einem tragenden Luftkissen (SHREVE, 1966; 1968A; 19688), die ungeachtet früh einsetzender fundamentaler Kritik (SCHELLER, 1970; ERISMANN, 1979) noch in den achtziger Jahren in neuer Form aufgegriffen wurde (KRUMDIECK, 1984). Breiten Raum nimmt die Umwandlung des Materials der Gleitflächen durch Reibungswärme ein – eine "Selbstschmierung", die von Gletschereis über Gips bis zu Kristallin und Karbonat reicht, teilweise im Labor nachvollzogen wurde und ihre interessantesten Vertreter in Köfels, Langtang (Nepal) und Bualtar (Karakorum) hat (HABIB, 1967; 1975; GOGUEL, 1969; PREUSS 1974; MASCH/PREUSS, 1977; ERISMANN/HEUBERGKR/PREUSS, 1977; ERISMANN, 1979; HEUBERGER et al., 1984; HEWITT, 1988).

Nach kurzem Eingehen auf eine für Felsstürze nicht völlig unmögliche, für Bergstürze physikalisch ausgeschlossene Schmierung durch hochenergetische Staub- oder Trümmerpartikel (HSÜ, 1975; 1978; CAMPBELL, 1985; DENT, 1989; ERISMANN/ABELE, im Druck) wird die möglicherweise häufigste wirksame Schmierung mit Porenwasser-Druck vorgestellt, die mit geomorphologischen Gegebenheiten gut korreliert (ABELE, 1991; 1997; ERISMANN/ABELE, im Druck).

Zwei Aspekte werden laufend im Auge behalten: die Neigung des Menschen zur Verallgemeinerung einer einmal gemachten Entdeckung und der – weit wichtigere – Einfluss der Schmierung auf die Reichweite.

Den Abschluss bildet ein Hinweis auf die Anwendbarkeit des vorgetragenen Wissens für künftige Vorhersagen (ERISMANN/ABELE, im Druck).

LITERATUR

- ABELE G., 1991 : Durch Bergstürze mobilisierte Muren und durch Muren transportierte Bergsturzmassen. Österreichische Geographische Gesellschaft Zweigverein Innsbruck, Jahresbericht 1989-1990, 32-39
- , 1997 : Rockslide movement supported by the mobilization of groundwater-saturated valley floor sediments, Zeitschrift für Geomorphologie, N. F., 41, 1, 1-20.
- ALDEN V, C., 1928: Landslide and flood at Gros Ventre, Wyoming. Engineer's Transactions, 76, 347-361.
- CAMPBELL C, S., 1989, Self-lubrication for long run-out landslides, The Journal of Geology, 97, 6, 653-665.
- DENT J, D., 1985: Flow properties of granular materials with large overburden loads. Script of Department of Civil Engineering / Engineering Mechanics,

Montana State University, Bozeman, MT 59717.

- ERISMANN T. H., 1979: Mechanisms of large landslides. *Rock Mechanics*, 12, 15-46.
- /ABELE, im Druck (Springer), Dynamics of rockslides and rockfalls
- /HEUBERGER H./PREUSS E., 1977: Der Bimsstein von Köfels (Tirol), ein Bergsturz-
"Friktionit", *Tschermaks Mineralogisch-
Petrographische Mitteilungen*, 24, 67- 119
- GOGUEL J., 1969: Le role de l'eau et de la chaleur dans les phenomenes tectoniques. *Revue de Geographie Physique et Geologie Dynamique*, 2, 2, 153-163, Paris.
- HABIB P., 1967: Sur un mode de glissement des massifs rocheux. *Conseil de la Recherche, Academie des Sciences*, 264, Serie A, 151-153, Paris.
- , 1975: Production of gaseous pore pressure during rock slides. *Rock Mechanics*, 7, 193-197.
- HEIM A., 1932: *Bergsturz und Menschenleben*. Zurich.
- HEUBERGER H./MASCH L./PREUSS E./SCHROCKER A., 1984: Quaternary landslides and rock fusion in Central Nepal and in the Tyrolean Alps. *Mountain Research and Development*, 4, 345-362
- HEWITT K., 1988: Catastrophic landslide deposits in the Karakorum Himalaya. *Science*, 242, 64-67.
- HSU K. J. 1975: Catastrophic debris streams (sturzstroms) generated by rockfalls, *Geological Society of America, Bulletin* 86, 129-140.
- , 1978, Albert HEIM: Observations on landslides and relevance of modern interpretations. In: *Rockslides and avalanches* (Ed, VOIGHT), 70-93, Amsterdam-Oxford-New York.
- KRUMDIECK M. A., 1984: On the mechanics of large landslides. *Proceedings of the 4th International Symposium on Landslides, Toronto*, 39-544.
- MASCH L./PREUSS, E., 1977: Das Vorkommen des Hyalomylonits von Langtang, Himalaya (Nepal). *N. Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 129 (3), 299-311.
- PREUSS E., 1974: Der Bimsstein von Köfels im Ötztal/Tirol: die Reibungsschmelze eines Bergsturzes. *Jahrbuch des Vereins zum Schutze der Alpenpflanzen und -Tiere, München*, 39, 85-95.
- SCHELLER E., 1970: Geophysikalische Untersuchungen zum Problem des Taminser Bergsturzes. *Doctor's Thesis* 4560, ETH, Zürich.
- SHREVE R. L., 1966: Sherman Landslide, Alaska. *Science*, 154, 1639-1643.
- , 1968A : Leakage and fluidization in air-layer lubricated avalanches. *Geological Society of America, Bulletin* 79, 653-658.
- 1958B: The Blackhawk Landslide. *Geological Society of America, Special Paper* 108:
- TERZAGHI K., 1960: *From theory to practice in soil mechanics*. London.

15.10.1999 20:00
Abendvortrag zum Themenkreis Massenbewegungen

**Tirol, das Land der
bewegten Berge -
Massenbewegungen in Tirol**
Öffentlicher Abendvortrag, gehalten von Dr. Gunther Heissel
beim Geoforum Umhausen – 1999^{*)} ^{**)}

1. Einleitung:

In Tirol hat es immer schon Naturkatastrophen gegeben. Sehr oft waren auch bei uns katastrophale Naturereignisse mit teils schweren Sachschäden und leider auch mit Verletzten und sogar Toten verbunden. Wenngleich derartige Naturgewalten immer die betroffenen Menschen in Angst und Schrecken versetzt haben, können wir erst in den letzten Jahren durch intensive naturwissenschaftliche Forschungen zunehmend Ursachen und Mechanismen der ablaufenden Katastrophenereignisse verstehen und versuchen, Maßnahmen zu ihrer Vermeidung zu treffen. Dies wird nicht zuletzt deshalb immer wichtiger, weil Besiedelung, Verkehrswege, Freizeitaktivitäten und Tourismus immer mehr in die unberührte Natur vordringen und damit immer näher an die Gefahrenzonen heranrücken.

Der Vortrag richtete sich nicht nur an die Fachkollegen, die an der Tagung Geoforum Umhausen 1999 teilgenommen haben, sondern auch an die Zuhörer, die zu diesem öffentlichen Abendreferat gekommen sind. Dementsprechend war die Art der Präsentation auf diese Zuhörer abgestimmt. Der Vortrag soll daher hier in ähnlicher, allgemein verständlicher Weise mit dem Wissensstand Oktober 1999 publiziert werden. Ergänzt wird dieser Wissensstand lediglich durch das Datum des Endes der Evakuierungen in Schwaz und durch den Bergsturz am Luibiskogel. ^{**)}

Nun zu einigen der wichtigsten Massenbewegungen in Tirol der letzten Jahre:

○ **1992 Bergsturz am Hochnissl/Karwendel:**

Zirka 100.000m³ Kalkgestein stürzten in das Stallental ab.

Hochnissl- Nordwand:
Absturzgebiet des
Bergsturzes von 1992 vom
Helikopter aus gesehen



○ **1992 Vermurungen im Inntal und Wipptal kurz vor Weihnachten:**

Starkniederschläge einer winterlichen Warmfront lösten vor allem im Großraum Innsbruck zahlreiche Muren aus. Alle Verkehrsverbindungen nach Italien waren unterbrochen, sowie die Bundesstrasse westlich von Schwaz. Zahlreiche Menschen mussten evakuiert werden. In Kolsaß wurden zwei Menschen getötet.

○ **1993 Einsturz des Dolomitgesteinsabbaues I in Schwaz westlich des Eiblschrofens:**



Ein mindestens 245m hoher und weit über 100m im Durchmesser dimensionierter künstlicher Hohlraum eines unterirdischen Dolomitgesteinsabbaues verstürzte – verbunden mit einer dreistündigen starken lokalen Erdbebenserie – bis an die Tagesoberfläche.

Zurück blieb ein 30 bis 40m tiefer und zirka 200m großer Trichter (Pinge) im Wald oberhalb von Schwaz. Aufgrund der Tageszeit (02:00 – 05:00 MESZ) blieb es bei umfangreichen Waldschäden.

← Rand der Pinge (rechts) am Tag nach dem Einsturz von Abbau I

○ **1997 Beginn der Gefährdung von Teilen des Kaunertaler Gletscherskigebietes durch die Massenbewegung Weißseespitze:**

Zu Beginn des Hochsommers öffneten sich zuerst im Eis des Gipfelbereiches große Spalten, in denen das Gipfelkreuz verschwand. Sehr rasch musste festgestellt werden, dass ein Großteil der Nordflanke der Weißseespitze (etwa 2.000.000m³ Felsflanke und auflagerndes Gletschereis) mit bis zu über 1m Geschwindigkeit pro Tag talwärts in Bewegung war. Dadurch war vorerst eine Gefährdung von Teilen des Gletscherskigebietes nicht gänzlich auszuschließen. Seitdem sind die gefährdeten Teile des Skigebietes im Sommer (zur Zeit der größten Bewegungen) gesperrt. Im Winterhalbjahr droht aufgrund der tiefen Temperaturen keine Gefahr, die Bewegungsraten sind während dieser Zeit sehr gering. 1999 lagen die größten Bewegungsraten bei etwa 10cm pro Tag.

○ **1998 Beginn der Bedrohung von Teilen des Stubai Gletscherskigebietes durch die Massenbewegung östlich der Stubai Wildspitze:**



Anfang Juni öffnete sich südlich des Ostgrates der Stubai Wildspitze ein mehrere 100m langer Spalt im Kristallingestein. Die nördlich daran anschließende Bergformation (etwa 1.000.000m³) begann mit einer Geschwindigkeit von 5 – 15cm pro Tag nach Norden unter das Eis des Daunkogelferners zu rutschen. Aus dem engen Spalt wurde zwischenzeitlich ein breites, tiefes Tal und der nördlich daran anschließende Berg ist nunmehr zirka 70m niedriger. Vor allem im Sommer 1998 war durch diese Vorgänge ein Teil des Stubai Gletscherskigebietes gefährdet und ist seither während der Sommermonate auch für Tourengerher gesperrt.

▲ Spaltenbildung am Beginn der Massenbewegung, aufgenommen am 24.06.1998 aus dem Hubschrauber

→ Ende Oktober 1999: Die Massenbewegung ist so weit fortgeschritten, dass aus dem engen Spalt ein breites Tal wurde



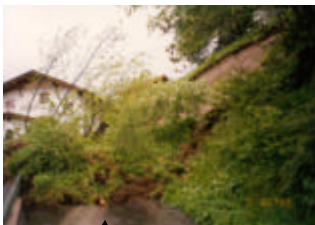
○ **1999 Bergsturz von Huben/Längenfeld:**



Am 11. März, kurz vor 21:00 Uhr, stürzten plötzlich zirka 200.000m³ Festgestein aus zirka 200m Höhe auf den Talboden ab und schossen nach Schätzung eines Augenzeugen mit zirka 80km/h über die schneebedeckten Wiesen bis zum Ostufer der Öztaler Ache. Der Felssturz zerstörte dabei ein Sägewerk und verschüttete die Bundesstrasse auf 100m Länge bis zu 4m hoch mit großen Blöcken. Wie durch ein Wunder waren keine Menschenleben zu beklagen.



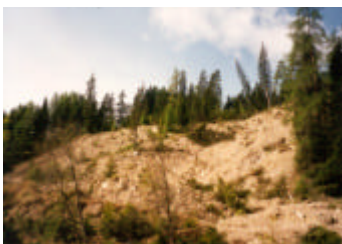
○ **1999 Vermurungen durch die Pfingstniederschläge:**



Pfingsten 1999:
Von Mur bedrohtes Haus in Schönberg



Pfingsten 1999:
Vermurte
Brennerbundesstrasse
bei Schönberg



Vollkommen zerstörte Almlandschaft im
Bereich der Ludoialm, Juli 1999

Mehrtägige Starkniederschläge lösten zahlreiche Muren im Großraum Innsbruck, am Seefelder Plateau, in der Leutasch sowie in den Bezirken Imst, Landeck und Reutte aus. Die Leutascher Ache und der Briegelbach bei Nassereith, sowie die Öztaler Ache in Umhausen traten über die Ufer und richteten große Verwüstung an. In Roßbach bei Nassereith brachen plötzlich große Wassermassen aus alten Bergbaustollen aus und verwüsteten Teile des Ortes. Insgesamt mussten in Tirol zahlreiche Häuser evakuiert werden, einige Verkehrswege waren mehrtägig unterbrochen (z.B. Brenner Bundesstrasse). Einige Häuser waren von der Außenwelt abgeschnitten (Gärberbach bei Innsbruck). Die bereits früher aktive Massenbewegung der Ludoialm im Rofangebirge begann sich erneut talwärts zu bewegen (mehrere 100.000m³).

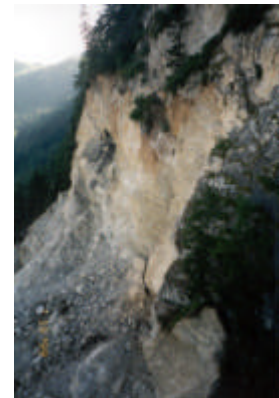
○ **1999 Bergstürze am Eiblschrofen:**

Nachdem im Gebiet südlich von Schwaz am 10. Juli bereits seit 05:00 MESZ ständige deutliche Erdbebenaktivität registriert wurde, lösten sich um 14:40 MESZ die ersten Felsmassen vom Eiblschrofen und leiteten eine mehrwöchige Fels- und Bergsturzaktivität ein. Noch am Abend mussten 252 Menschen evakuiert werden, der Schwazer Ortsteil Ried wurde für mehrere Wochen zum Sperrgebiet. Da der Verdacht bestand, dass – ähnlich wie beim Pingensturz von 1993 – die großen unterirdischen Hohlräume des Dolomitgesteinsabbaues

negative Einflüsse auf die Stabilität des Eiblschrofens haben könnten, wurde auch der Dolomitbergbau bis zur Klärung des Sachverhaltes geschlossen. Durch den raschen Bau von Schutzdämmen sind seit 2. November 1999 wieder alle Bewohner in ihren Häusern. Der Bergbau ist derzeit weiter geschlossen.



Das Sperrgebiet im Schwazer Ortsteil Ried unter dem Eiblschrofen



○ **1999 Schuttstrom bei Starkenbach:**



Am 29. August kurz vor 21:00 MESZ fuhr die längste Schuttreise der Ostalpen („Scheißet Riepe“) als gewaltiger Schuttstrom innerhalb von 30 Sekunden (Zeitdauer seismisch registriert) in das Starkenbachtal und verschüttete dieses auf 500m Länge bis zu 100m hoch. Teile von Starkenbach mit etwa 100 Menschen mussten vorübergehend evakuiert werden, da durch die Stauseebildung oberhalb des abgegangenen Schuttstromes eine Gefährdung vorübergehend nicht auszuschließen war (mögliches Ausbrechen der Wassermassen).

Bis zu 100m hoch wurde das Starkenbachtal innerhalb von wenigen Sekunden verschüttet

○ **1999 Bergsturz am Luibiskogel in den Öztaler Alpen:**



Am 13. November in der Früh stürzten mindestens 100.000m³ Kristallingestein vom Luibiskogel ab. Aufgrund der Tageszeit war niemand im Absturzgebiet.

Die vorstehende Darstellung der Ereignisse macht deutlich, dass es sich bei den Katastrophenereignissen der letzten Jahre um Hochwässer, Vermurungen, Hangrutschungen, Berg- und Felsstürze vor allem im Sommerhalbjahr, aber auch im Winterhalbjahr handelt. Besonders auffällig ist die Häufung von Ereignissen im Jahr 1999. Allein dieser Umstand ist es wert, das Thema der katastrophalen Naturereignisse in Tirol aus den verschiedensten Blickwinkeln näher zu betrachten. Es gilt also nachfolgend die morphologischen, geologischen, klimatologischen und anthropogenen Einflussfaktoren näher aufzuzeigen.

2. Welche Einflüsse sind als Ursachen für Massenbewegungen anzusehen.

Nachfolgend sollen die Faktoren, die für die Prozesse von teils katastrophalen Naturereignissen führen können, behandelt werden. Häufig ist der Ausgangspunkt der Ursachen für derartige Katastrophen in der geologischen Vorgeschichte der betroffenen Landschaft zu sehen. Weiters sind morphologische, klimatologische und anthropogene Einflussfaktoren von wesentlicher Bedeutung.

2.1 geologische Einflussfaktoren

Zu den geologischen Einflussfaktoren gehören der Gesteinsbestand, die Entstehungsgeschichte der Gesteine beziehungsweise einer Landschaft, davon abhängig die Beanspruchung und Zerlegung der Gesteine durch Trennflächen, die daraus resultierenden Gesteinseigenschaften und ihr Erosionsverhalten. Dies soll nachfolgend ein wenig näher erklärt werden:

Zuerst zum Gesteinsbestand:

Allgemein kann man feststellen, dass beispielsweise phyllitische und schiefrige Gesteine auf einwirkende Kräfte der Verwitterung und Erosion eher durch langsame Hangbewegungen (Hangkriechen, Rutschhänge) reagieren.

Manche Gesteine zeichnen sich hingegen durch besondere Härte und Widerstandsfähigkeit aus. Es handelt sich dabei um tonmineralarme Kalke und Dolomite (z.B. Karwendel, Mieminger Gebirge, Wilder Kaiser) oder z.B. um Kristallingesteine wie Granite und Gneise (Öztaler Alpen, Silvretta, Hohe Tauern). Derartige Gesteine sind vielfach kaum oder gar nicht bewachsen und bilden wegen ihrer Armut an Tonmineralen und Glimmern eher schroffe, häufig sehr steile Felswände. Auf Beanspruchung reagieren sie vielfach plötzlich und nicht selten ohne Vorwarnung (Steinschlag, Felssturz, Bergsturz).

Bezüglich der Lockersedimente (z.B. Schotter, Sande, Schluffe, Tone) gilt, dass sie vor allem bei fehlendem Bewuchs erosionsanfällig sind, was insbesondere Vermurungen, aber auch Hangrutschungen zur Folge haben kann.

Unter dem Einfluss von Wasser reagieren wasserempfindliche Locker- und Festgesteine (z.B. Schluffe, Tone, Schiefertone, Phyllite), sodass Hangkriechen und Hangrutschungen die Folge sein können.

Nun zur Entstehungsgeschichte, zum Grad der Zerlegung und Beanspruchung der Gesteine:

Im Rahmen der Gebirgsbildung der Alpen wurden zahlreiche vollkommen unterschiedliche Bereiche der Erdkruste aufgefaltet, übereinandergeschoben oder in das Erdinnere "abgesaugt". Dieser Prozess, der die Erdkruste von mehreren tausend Kilometer Erstreckung auf nunmehr etwa 100 Kilometer (in Nord-Süd-Richtung gemessen) reduzierte, und der auch heute in den Alpen noch andauert, hat die betroffenen Gesteine zumeist auf das äußerste beansprucht. Ein teils hoher Zerlegungsgrad durch Klüfte und Störungen, welche die Gesteine vielfach durchziehen, geht damit einher.

Tirol wird von sehr unterschiedlich alten Gesteinen aufgebaut. Die ältesten Gesteine sind mehrere hundert Millionen Jahre alt und haben mehrere Gebirgsbildungen hinter sich. Die jüngsten Gesteine sind die Füllungen unserer Täler und die Schuttmäntel unserer Berghänge, also unverfestigte Gesteine (=Lockergesteine).

Je älter die Gesteine sind, desto mehr wurden sie durch die tektonischen Geschehnisse und die Verwitterungsprozesse beeinflusst und verändert. Dies hat vielfach zu einer teils massiven „Schwächung“ der Gesteine, bzw. der betroffenen Gesteinsverbände, ja ganzer Gebirgszüge geführt. Die Erosion wird dadurch begünstigt.

Typische Erosionserscheinungen infolge der geologischen Vorgeschichte eines Gebietes sind Hangrutschungen, Hangsackungen, Steinschläge, Felsstürze, Murbrüche und Bergzerreißen. Vor allem kommen derartige Erscheinungen in den in Tirol zahlreichen geologisch besonders beanspruchten Zonen vor.

Gerade die jüngste Erdbebenserien im Tiroler Oberland 1997 und 1999 zeigen uns klar, dass diese gewaltigen tektonischen Prozesse an der Nahtstelle Afrika-Europa noch immer voll im Gange sind.

Nachfolgend wird der Versuch unternommen, bei den eingangs aufgelisteten Naturereignissen herauszuarbeiten, bei welchen der Einflussfaktor Geologie zum Ablauf der jeweiligen Katastrophe beigetragen hat:

○ **1992 Bergsturz am Hochnissl/Karwendel:**

Die tektonische Beanspruchung (Beanspruchung durch die Gebirgsbildung) hat die Gesteine vorgeschwächt. Immerhin legten die Kalke des Hochnissl im Zuge der Gebirgsbildung eine Reise von vielen tausend Kilometern zurück (sie wurden im südlichen Abschnitt der Tethys abgelagert und liegen heute fast am Nordrand der durch die Alpenfaltung auf engstem Raum zusammengestauchten Erdkruste).

○ **1992 Vermurungen im Inntal und Wipptal kurz vor Weihnachten:**

Der Einflussfaktor Geologie hat zur Katastrophe nicht beigetragen.

○ **1993 Einsturz des Dolomitgesteinsabbaues I in Schwaz westlich des Eiblschrofens:**

Die betroffenen Schiefer- und Dolomitgesteine haben bereits zwei Gebirgsbildungen hinter sich.

○ **1997 Beginn der Bedrohung von Teilen des Kaunertaler Gletscherskigebietes durch die Massenbewegung Weißseespitze:**

Der Einflussfaktor Geologie hat zur Katastrophe nicht beigetragen.

○ **1998 Beginn der Bedrohung von Teilen des Stubai Gletscherskigebietes durch die Massenbewegung östlich der Stubai Wildspitze:**

Der Einflussfaktor Geologie hat zur Katastrophe nicht beigetragen.

○ **1999 Bergsturz von Huben/Längenfeld:**



Das Ötztal wird von mehreren talparallelen Störungslinien begleitet. Rechtwinklig dazu queren mehrere Großstörungen das Tal. Dies drückt sich auch in den häufigen Erdbeben im Ötztal aus. Das Bergsturzgebiet von Huben wird vor allem durch die talparallelen Störungen geprägt. Der Einflussfaktor Geologie hat daher maßgeblich zur Katastrophe beigetragen.

← Nachbrechendes Ge stein am Tag nach dem Bergsturz; im Vordergrund das zerstörte Sägewerk

○ **1999 Vermurungen durch die Pfingstniederschläge:**

Der Einflussfaktor Geologie hat zur Katastrophe insofern beigetragen, als die Lockersedimente aber auch manche Festgesteine bei Wassersättigung infolge der starken Niederschläge zu Vermurungen und Hangrutschen neigen.



← Vermurte Brennerbundesstrasse bei Schönberg

○ **1999 Bergstürze am Eiblschrofen:**

Das Dolomitgestein des Eiblschrofen wird vor allem durch Störungen des Inntals begrenzt und durchzogen. Er hat außerdem zwei Gebirgsbildungen hinter sich. Die geologische Vorschwächung ist daher prägend und markant.

○ **1999 Schuttstrom bei Starkenbach:**

Der Einflussfaktor Geologie hat zur Katastrophe eher nicht oder nur untergeordnet beigetragen.

○ **1999 Bergsturz am Luibiskogel in den Öztaler Alpen:**

Der Einflussfaktor Geologie hat zur Katastrophe eher nicht oder nur untergeordnet beigetragen.

2.2 geomorphologische Einflussfaktoren

Die geomorphologischen Einflussfaktoren sind zweifelsohne für Hangrutschungen, Fels- und Bergstürze von Bedeutung. Die formenmäßige Ausgestaltung der Erdoberfläche ist abhängig vom Gesteinsbestand, sowie von den formenden Kräften der Verwitterung, Erosion und Sedimentation.

Es gibt weiche, gut verwitternde Festgesteine (z.B. Schiefer und Phyllite), die meistens eher weiche Landschaftsformen bilden und aufgrund ihres Reichtums an Tonmineralen und Glimmern vielfach gut bewachsene Hänge aufweisen (stark bewaldet, teilweise fruchtbare Almflächen). Typische Gebiete hierfür finden sich zum Beispiel im Osten Nordtirols (Raum Kitzbühel), aber auch im Bereich der Tuxer Alpen.

Andererseits ist Tirol reich an schroffen Bergen. Diese haben sich dort herausgebildet, wo mächtige tonmineralarme Karbonatgesteine oder Kristallingesteine (Granite, Gneise) unsere Hochgebirge bilden (z.B. Karwendel, Mieminger Gebirge, Wilder Kaiser, Öztaler Alpen, Silvretta, Hohe Tauern). Derartige Gesteine sind vielfach kaum oder gar nicht bewachsen und verwittern wegen ihrer Armut an Tonmineralen und Glimmern meist schroff.

Allgemein kann man feststellen, dass die phyllitischen und schiefriigen Gesteine auf einwirkende Kräfte der Verwitterung und Erosion eher durch langsame Hangbewegungen

(Hangkriechen, Rutschhänge) reagieren, während Karbonate und Kristallingesteine auf derartige Beeinflussungen vielfach plötzlich reagieren (Steinschlag, Felssturz, Bergsturz). Bezüglich der Lockersedimente (z.B. Schotter, Sande, Tone) gilt, dass sie vor allem bei fehlendem Bewuchs erosionsanfällig sind, was insbesondere Vermurungen, aber auch Hangrutschungen zur Folge haben kann.

Die Morphologie ist überdies ein entscheidender Faktor bei der Entwässerung eines Gebietes in der Folge von Niederschlägen. Es kann festgestellt werden, dass Niederschlagswässer an steilen Bergflanken meist rasch abfließen, hingegen in den zum Teil großflächigen Karen der Hochgebirge das Wasser überwiegend in den Untergrund einsickern kann (z.B. Karwendel, Öztaler Alpen). Wässer, die in den Untergrund versickern, haben keinen erosiven Einfluss im Gegensatz zu den Wässern, die oberflächlich abfließen.

Was die Lawinen betrifft, gilt, dass sehr steile felsige Hänge meist nicht geeignet sind, genügend Schnee zu halten, um große Lawinen ausbilden zu können.

Nachfolgend wird der Versuch unternommen, bei den eingangs aufgelisteten 15 Naturereignissen herauszuarbeiten, bei welchen der Einflussfaktor Morphologie zum Ablauf der jeweiligen Katastrophe beigetragen hat:

○ **1992 Bergsturz am Hochnissl/Karwendel:**



Durch die verwitterungsbedingte Schroffheit der fast senkrechten Nordflanke reißt diese mittels kammparalleler Spalten auf und wird instabil.

← Nordwand Hochnissl aus der Helikopterperspektive. Auch 1999 war das Abbruchgebiet des Bergsturzes

○ **1992 Vermurungen im Inntal und Wipptal kurz vor Weihnachten:**

Beeinflussung durch die Morphologie eher nicht gegeben.

○ **1993 Einsturz des Dolomitgesteinsabbaues I in Schwaz westlich des Eiblschrofens:**

Beeinflussung durch die Morphologie nicht gegeben

○ **1997 Beginn der Bedrohung von Teilen des Kaunertaler Gletscherskgebietes durch die Massenbewegung Weißseespitze:**

Beeinflussung durch die Morphologie nicht gegeben.

○ **1998 Beginn der Bedrohung von Teilen des Stubaier Gletscherskgebietes durch die Massenbewegung östlich der Stubaier Wildspitze:**

Beeinflussung durch die Morphologie nicht gegeben.

○ **1999 Bergsturz von Huben/Längenfeld:**

Durch die verwitterungsbedingte Schroffheit der fast senkrechten Westflanke reißt diese mittels talparalleler Spalten auf und wird instabil.

○ **1999 Vermurungen durch die Pfingstniederschläge:**

teilweise dürften morphologische Einflüsse untergeordnet beteiligt gewesen sein.

○ **1999 Bergstürze am Eiblschrofen:**



Durch die verwitterungsbedingte Schroffheit der fast senkrechten Nordflanke reißt diese mittels talparalleler Spalten auf und neigt so zur Instabilität.

← Eiblschrofenwand im Dezember 1999

○ **1999 Schuttstrom bei Starkenbach:**

Die sogenannte „Scheißet Riepe“ ist die längste Schuttreise der Ostalpen. Sie ist aufgrund ihrer Steilheit nur bedingt als stabil zu bezeichnen. Der Einflussfaktor Morphologie hat daher für die Katastrophe sicherlich seinen Beitrag geleistet.

○ **1999 Bergsturz am Luibiskogel in den Öztaler Alpen:**

Beeinflussung durch die Morphologie nicht gegeben.

2.3 klimatologische Einflussfaktoren

Wie schon erwähnt, war das Jahr 1999 ein besonders ereignisreiches Jahr in Bezug auf katastrophale Naturereignisse.

Wir müssen daher näher beleuchten, ob das Jahr 1999 klimatologisch außergewöhnlich war, um absehen zu können, ob daraus die große Anzahl der Naturkatastrophen ableitbar ist.

Die globale Mitteltemperatur des Jahres 1999 lag um 0,3- 0,4 °C über dem Durchschnitt der Jahre 1961- 1990 und ist somit das fünftwärmste Jahr in der 140 jährigen Aufzeichnung der World Meteorological Organization (WMO). 1999 war außerdem das 21 Jahr in Folge mit einer überdurchschnittlichen Temperatur. Die globale Mitteltemperatur am Ende des Millenniums liegt um 0,7 °C über jener am Ende des 19. Jahrhunderts.

In Tirol war das Jahr 1999 ebenfalls zu warm. Die Jahresmitteltemperatur betrug 8,9 °C, das sind 0,7 °C mehr als im langjährigen Durchschnitt. Nur die Monate Februar, Juni und November waren zu kühl, die restlichen Monate um bis zu 2,2 °C zu warm. Das Jahr 1999 fiel in Tirol zudem deutlich zu feucht aus. Die Station am Flughafen Innsbruck verzeichnete 1197 l/m² Gesamtniederschlag. Dies ist um 1/3 mehr, als der langjährige Schnitt von 901 l/m². In Reutte fielen sogar 155% des Normalwertes. Hier trat auch am 21. Mai die größte Tagesmenge auf; sie betrug 213mm. Verschärfend kommt noch hinzu, dass dem Jahr 1999 bereits sehr niederschlagsreiche Monate Oktober bis Dezember 1998 vorausgingen.

Es ist daher zu folgern, dass viele der Naturkatastrophen des Jahres 1999 maßgeblich durch den Einflussfaktor Klima ausgelöst und/oder verursacht beziehungsweise mitverursacht wurden. 1999 war klimatisch gesehen sicherlich ein klimatologisch deutlich vom Durchschnitt abweichendes Jahr:

Ende Februar 1999 kam es zu einer außergewöhnlichen, lang anhaltenden staffelartigen Zufuhr feuchter und mäßig kalter Luftmassen aus Nordwesten, die sich vor allem in den West- und Nordstaulagen der Silvretta, des Arlberggebietes, des Bregenzer Waldes und der Tiroler Kalkalpen durch intensive Schneefälle und großer Schneeverfrachtung in den Kammlagen des Hochgebirges durch starke Winde auszeichnete. Neuschneehöhen von drei Metern in 48 Stunden wurden zum Beispiel in Lech am Arlberg gemessen. Mit dem 11. März 1999 setzte eine Serie von Fels- und Bergstürzen, Muren und Hangrutschungen ein, die fast ausnahmslos auf die hohe Niederschlagsrate seit Oktober 1998 zurückgeführt werden kann. Über Monate war der Boden wassergesättigt, das heißt nicht mehr aufnahmefähig. Dies drückte sich auch in den extrem großen Schüttungswerten der Tiroler Quellen aus. So erreichten beispielsweise die Mühlauer Quellen mit über 2500 l/s die bei weitem größten Schüttungswerte, die an diesen Quellen jemals gemessen wurden.

Nun zu den Naturereignissen im Einzelnen:

○ **1992 Bergsturz am Hochnissl/Karwendel:**

Der Faktor Klima war ohne nennenswerten Einfluss auf die Katastrophe.

○ **1992 Vermurungen im Inntal und Wipptal kurz vor Weihnachten:**

Am 21.12.1992 setzten nach einer längeren Kälteperiode (Boden war deshalb tiefgründig gefroren) intensive Schneefälle ein, die am 22.12. und 23.12. von intensivem Regen bis in große Höhen abgelöst wurden. Die Niederschlagswässer und Schmelzwässer konnten nur unwesentlich in den Boden eindringen, da dieser nur oberflächennahe aufgetaut war. Dadurch kam es zur Übersättigung mit Wasser der aufgetauten Bereiche und in der Folge zum Abgehen zahlreicher Muren mit großen Sachschäden und sogar Toten.

○ **1993 Einsturz des Dolomitgesteinsabbaues I in Schwaz westlich des Eiblschrofens:**

Der Einflussfaktor Klima war nicht an der Katastrophe beteiligt.

○ **1997 Beginn der Bedrohung von Teilen des Kaunertaler Gletscherskigebietes durch die Massenbewegung Weißseespitze:**

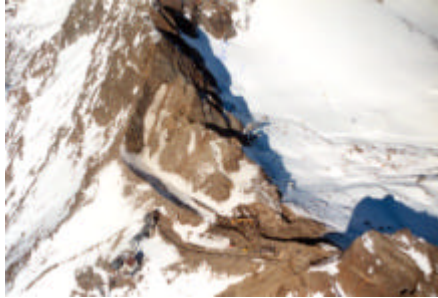
Weißseespitze:
Ein Großteil der Nordflanke ist von der Massenbewegung betroffen.
Im Vordergrund links sieht man einen der betroffenen Skilifte



Aufgrund der derzeitigen Klimaerwärmung verzeichnen die Gletscher einen großen Massenschwund. Seit dem letzten Höchststand von 1850 haben sie in Tirol etwa die Hälfte ihrer Masse verloren. Damit geht auch das Auftauen von teils tiefgründig gefrorenen Boden- und Felsbereichen einher (Permafrost). Diese Prozesse haben die Massenbewegung in der Nordflanke der Weißseespitze eingeleitet. Dadurch sind zirka 2.000.000 m³ Fels und das

darauf befindliche Gletschereis talwärts in Richtung Gletscherskigebiet in Bewegung, wobei Spitzengeschwindigkeiten von mehr als einem Meter pro Tag gemessen wurden.

- **1998 Beginn der Bedrohung von Teilen des Stubaier Gletscherskigebietes durch die Massenbewegung östlich der Stubaier Wildspitze:**



Die Massenbewegung östlich der Stubaier Wildspitze hat die gleichen klimatologisch bedingten Ursachen, wie bei der Kaunertaler Weißseespitze. Die Bewegungen laufen nur etwas langsamer ab und es sind davon nur etwa 1.000.000 m³ Kristallingesteine betroffen.

- **1999 Bergsturz von Huben/Längenfeld:**

Der schneereiche Winter 1998/ 99 hat auch im Ötztal zur Ablagerung überdurchschnittlich großer Schneemassen geführt. Durch die einsetzende Schneeschmelze Anfang März drangen große Mengen von Schmelzwasser in die talparallelen Störungsspalten ein. Der einsetzende Nachtfrost hat durch die Volumsvergrößerung von Wasser im festen Zustand zum Absprengen und Abstürzen von zirka 200.000 m³ Fels geführt.

- **1999 Vermurungen durch die Pfingstniederschläge:**



Vorstehend wurde aufgezeigt, dass zu Pfingsten besonders viel und lang anhaltender Niederschlag auf bereits wassergesättigten Untergrund gefallen ist. Der Einflussfaktor Klima war somit maßgeblich für die Katastrophe verantwortlich.

- **1999 Bergstürze am Eiblschrofen:**

Die hohen Niederschlagsraten seit Oktober 1998 könnten untergeordnet Einfluss auf die Geschehnisse genommen haben.

- **1999 Schuttstrom bei Starkenbach:**

Die hohen Niederschlagsraten seit Oktober 1998 haben zu deutlichem Eindringen von Wasser in die „Scheißet Riepe“ geführt und sind so maßgeblich für die Naturkatastrophe verantwortlich.

- **1999 Bergsturz am Luibiskogel in den Ötztaler Alpen:**

Ähnlich wie im Bereich der Weißseespitze und der Stubaier Wildspitze dürfte die generelle Erwärmung und damit das Zurückschmelzen der Gletscher und des Permafrosts für die Katastrophe verantwortlich sein.

2.4 anthropogene Einflussfaktoren

Wie schon bei den geologischen Einflussfaktoren aufgezeigt, hängen die heutigen Eigenschaften der Gesteine sehr von ihrer Vorgeschichte ab. In Tirol finden sich überwiegend Gesteine, die zumindest mehrere Millionen Jahre alt sind, teils sind sie noch wesentlich älter. Die meisten Gesteine haben so zumindest eine Gebirgsbildung hinter sich und sind daher mehr oder weniger stark vorgeschwächt.

Zunehmend hat in den letzten Jahrzehnten auch der Mensch in die Natur eingegriffen und damit auch immer massiver Einfluss auf den Untergrund, also auf die Gesteine genommen. Geologisch vorgeschwächte Gesteine nehmen umgekehrt jedoch Einfluss auf die menschlichen Lebensräume, die immer weiter in die unberührte Natur vordringen.

Besonders stark tektonisch beanspruchte geologische Zonen Tirols, wie zum Beispiel die Erdbebenlinie des Inntals oder des Wipptals sind daher umso anfälliger gegen größere Eingriffe durch den Menschen.

Derartige Eingriffe können sein:

- ❖ Das Anschneiden labiler Hänge in deren Fußbereich z.B. durch Straßenböschungen.
- ❖ Eine schlechte Waldwirtschaft: z.B. können reine Fichtenwälder leichter erkranken als Mischwälder. Kranke Wälder können ihre Schutzfunktion nicht mehr in vollem Umfang ausüben. Fichtenbestand auf Rutschhängen verstärkt die Hanginstabilitäten, da Fichten als Flachwurzler keine „Verankerungsfunktion“ übernehmen können.
- ❖ Die Versiegelung von Flächen: die zunehmende Bautätigkeit in unserem Land verursacht immer mehr Dachflächen, Terrassenflächen und asphaltierte Straßenflächen, die eine Versickerung der Niederschlagswässer verhindern und den Oberflächenabfluss und die damit verbundene Erosion drastisch verstärken.
- ❖ Unzulässige Belastung von labilen Hängen durch große Bauwerke (z.B. neue Siedlungen oder Hotels).
- ❖ Schlechte Almwirtschaft: Tirols Bauern sind mehr und mehr gezwungen, Almen aufzulassen. Wenn Almflächen nicht mehr betreut werden, können die Kräfte der Erosion in diesen Gebieten voll angreifen, da aufgrund des Fehlens von Wald keine diesbezügliche Schutzfunktion vorhanden ist (z.B. Ludoialm).
- ❖ Rohstoffgewinnung ober- oder unter Tage ohne ausreichende Kenntnis der geologischen Verhältnisse: dieser Umstand könnte für die Ereignisse am Eiblschrofen mitbeeinflussend gewesen sein und war für den Pingensturz 1993 verantwortlich.
- ❖ Missachtung von Gefahrenzonen betreffend Muren, Steinschlagzonen, Berg- und Felsstürzen: vielfach werden Siedlungsräume und Verkehrswege, sowie Freizeitzentren (z.B. Lifte) errichtet, ohne diese Naturgefahren beziehungsweise die damit verbundenen Gefahrenzonen ausreichend zu berücksichtigen.

Die vorstehende Auflistung zeigt, dass der Mensch sehr oft für die Auslösung und/ oder den Ablauf von Naturkatastrophen auch in Tirol verantwortlich oder mitverantwortlich ist.

Nachstehend sollen die aufgelisteten Ereignisse auch in dieser Hinsicht beurteilt werden:

○ **1992 Bergsturz am Hochnissl/Karwendel:**

Kein Einfluss durch den Menschen.

○ **1992 Vermurungen im Inntal und Wipptal kurz vor Weihnachten:**

Die Zunahme von versiegelten Flächen könnte teilweise Beginn und Ablauf des Naturereignisses beeinflusst haben. So hat die damals im Bau befindliche Lärmschutzgalerie Schönberg den Abgang einer großen Mure verursacht, durch den die Bundesstraße zum Brenner unterbrochen, das Krafthaus des Sillkraftwerkes vermurt wurde und die Siedlung unter der Europabrücke evakuiert werden musste.

○ **1993 Einsturz des Dolomitgesteinsabbaues I in Schwaz westlich des Eiblschrofens:**



Das Nichtbeachten der geologischen Verhältnisse in ausreichender Weise hat zum Einsturz dieses künstlichen unterirdischen Hohlraums geführt.

← Rechts oben sieht man die Pinge von Abbau I (Kreis), links daneben das Hauptabbruchgebiet der Eiblschrofenwand, unter der sich auch große unterirdische Abbauhohlräume befinden

○ **1997 Beginn der Bedrohung von Teilen des Kaunertaler Gletscherskigebietes durch die Massenbewegung Weißseespitze:**

Kein Einfluss durch den Menschen.

○ **1998 Beginn der Bedrohung von Teilen des Stubai Gletscherskigebietes durch die Massenbewegung östlich der Stubai Wildspitze:**

Kein Einfluss durch den Menschen.

○ **1999 Bergsturz von Huben/Längenfeld:**

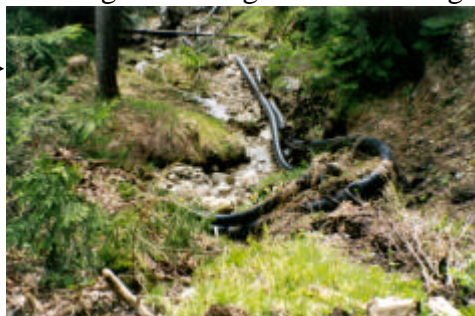
Kein Einfluss durch den Menschen.

○ **1999 Vermurungen durch die Pfingstniederschläge:**

Schlechte Waldwirtschaft, schlechte Almwirtschaft, sowie die Versiegelung von Flächen haben Beginn und Ablauf der Naturereignisse untergeordnet bis maßgeblich beeinflusst.

Ludoialm:

Durch die Hangbewegungen werden Entwässerungsmaßnahmen zerstört. Dieser stark gestauchte Drainageschlauch kann seine Funktion nicht mehr erfüllen. Derartige kaputte, künstliche Hangentwässerungen sind gefährlicher als der natürliche Zustand



Im Falle des Ausbrechens von Bergwasser aus den Stollen bei Roßbach wurden zudem die Bergwasserverhältnisse bei der Erschließung des Bergbaues nicht ausreichend beachtet (die Stollen waren verschüttet und nur ungenügend große Rohre entwässerten die Stollen).

- **1999 Bergstürze am Eiblschrofen:**
Möglicherweise könnte eine Verkennung der geologischen Verhältnisse im Rahmen des unterirdischen Dolomitgesteinsabbaues für die Katastrophe mitverantwortlich sein.
- **1999 Schuttstrom bei Starkenbach:**
Kein Einfluss durch den Menschen.
- **1999 Bergsturz am Luibiskogel in den Öztaler Alpen:**
Kein Einfluss durch den Menschen.

3 Vernetzung der Einflussfaktoren (EF)

Die vorstehende detaillierte Erörterung der einzelnen Ereignisse und Einflussfaktoren zeigt, dass ein Einflussfaktor für sich allein nie zur Auslösung einer Massenbewegung führt. Stets sind daran mehrere Einflussfaktoren beteiligt. Haupteinflussfaktor ist das Klima, dicht gefolgt vom Einflussfaktor Mensch. Vor allem Letzteres sollte uns im Hinblick auf die weitere Entwicklung in Tirol nachdenklich stimmen.



← Bergsturz von Huben:
Die Staubfahne hat im nördlichen
Ortsbereich fast das ganze Tal
überzogen

Blick vom Helikopter in die
auseinanderbrechende Nordwand der
Weißseespitze →



*) Anschrift des Verfassers: Amt der Tiroler Landesregierung, Landesgeologie, Abt. Vermessung und Geologie, Herrngasse 1, 6020 Innsbruck

**) Zusammengestellt am 23.09.2000 auf Basis des öffentlichen Abendvortrages/Geoforum Umhausen 1999 unter Mitverwendung von Teilen der Fachbereichsarbeit für Matura in Geographie und Wirtschaftskunde „Geologische, morphologische, klimatologisch und anthropogene Einflussfaktoren auf Naturereignisse der letzten Jahre in Tirol“ von Gerald Heissel (BORG Telfs) vom 22.02.2000.

ILF bearbeitet interdisziplinäre Projekte
als Gesamtplaner in den Bereichen
Verkehr - Energie - Wasser.



BERATENDE
INGENIEURE
CONSULTING
ENGINEERS
INGENIEURS
CONSEILS

SCHWERPUNKT GEOLOGIE & GEOINFORMATIK

Aktuelle Referenzprojekte

BAUGEOLOGIE

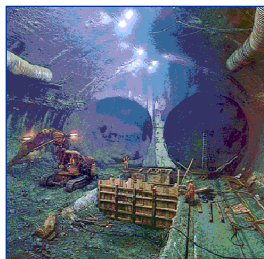
NBS Nürnberg-Ingolstadt
Eisenbahnachse Brenner - Ausbau Unterinntal
Marka-Tunnel / Jordanien
Verbindung Stuben-Lech - Erzbergtunnel
Pipeline Burgas/Bulgarien - Alexandropolis/Griechenland
A9 Phyrnautobahn - Selzthaltunnel
SS12 Bozen/Leifers-Branzoll / Südtirol
Braniskotunnel / Slowakei
S16 Arlberg-Schnellstraße - Strenger Tunnel
Südümfahrung Landeck - Landecker Tunnel

HYDROGEOLOGIE

Hochwasserschutz Bodensee-Rheintal
Speicherprojekte Burkina Faso
Wasserwirtschaftliche Beweissicherung - Ausbau Unterinntal
Wasserversorgung Innsbruck - Mühlauer Quellen
Hydrogeologisch - wasserwirtschaftliche Untersuchungen -
Innsbruck, Ischgl, Achensee

GEORISIKEN - ALPINTECNOLOGIE

Eiblschrofen - Schutzmaßnahmen, Monitoring
Lawinenschutzdamm Galtür - Statik
Schutzmaßnahmen Bahnhof St. Anton
S16 Arlberg-Schnellstraße - Murverbauung Pettneu



A-6020 Innsbruck
Framsweg 16
Telefon 0043/512/2412-0
Fax 0043/512/2412-200
E-Mail info@ibk.ilf.com

A-6850 Dornbirn
Badgasse 18
Telefon 0043/5572/21519-0
Fax 0043/5572/21519-12
E-Mail info@dornbirn.ilf.com

A-4020 Linz
Lustenauerstr. 9
Telefon 0043/732/784663
Fax 0043/732/784924
E-Mail info@linz.ilf.com

A-1030 Wien
Hainburger Str. 31/2
Telefon 0043/1/7139232-0
Fax 0043/1/7139232-444
E-Mail info@wien.ilf.com

Baugeologie • Geotechnik • Hydro(geo)logie • Umwelt

Machbarkeitsstudien, Entwurf, Genehmigungsplanung, Ausschreibung,
Ausführungsplanung, Überwachung, Projektmanagement